



Evaluación multiparamétrica de un esquema MAR (*Managed Aquifer Recharge*) en un acuífero costero salinizado (Plana de Castellón, España)

Tesis Doctoral

Olga García Menéndez

Directores:

Dr. Ignacio Morell Evangelista

Dra. Arianna Renau Pruñonosa

Mayo 2018



Programa de Doctorat en Ciències

Escola de Doctorat de la Universitat Jaume I

Evaluación multiparamétrica de un esquema MAR (*Managed Aquifer Recharge*) en un acuífero costero salinizado (Plana de Castellón, España)

Memòria presentada per Olga García Menéndez per optar al grau de doctora per la Universitat Jaume I.

Olga García Menéndez

Dr. Ignacio Morell Evangelista

Dra. Arianna Renau Pruñonosa

Castelló de la Plana, Maig 2018

Agradecimientos Institucionales

La investigación objeto de esta Tesis Doctoral es el resultado de los trabajos realizados en el marco del proyecto titulado **Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water** (Water Recovery Project), financiado por The CocaCola Foundation (Atlanta, USA) y apoyado por CocaCola Iberia.

Los trabajos se han desarrollado gracias a la colaboración activa de la Oficina de Proyectos de Valencia del Instituto Geológico y Minero de España, a través de la Unidad Asociada para la Investigación de Acuíferos Costeros, creada con el Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas, de la Universitat Jaume I, de Castellón.

La empresa pública ACUAMED puso a disposición del proyecto las instalaciones de recarga artificial que tiene en el entorno del río Belcaire.

La Confederación Hidrográfica del Júcar y la Comisaría de Aguas del Júcar facilitaron los trámites administrativos para que las operaciones de recarga pudieran llevarse a cabo.

Los colectivos de regantes del sur de la Plana de Castellón (comunidades de regantes y cooperativas) facilitaron los trabajos por medio del suministro de información y de facilitar el acceso a sus instalaciones (pozos de riego).

Esta tesis ha sido realizada, y posteriormente será defendida, con el propósito de obtener el título de Doctora por la Universitat Jaume I.

Previamente a la defensa de la tesis Doctoral, este trabajo ha sido evaluado por dos censores independientes. Dr. Antonio Pulido Bosch, catedrático de Geodinámica Externa (Hidrogeología) de la Universidad de Almería y el Dr. Manuel López Chicano, profesor titular de Geodinámica Externa (Hidrogeología) de la Universidad de Granada.

Agradecimientos

Quisiera dar las gracias a todas las personas que han contribuido a la realización de esta tesis y los que han formado parte de mi desarrollo personal, formativo y científico.

A Ignacio Morell Evangelista, mi tutor y director de tesis, por abrirme las puertas de su equipo de investigación y darme la oportunidad y confianza necesarias para realizar este trabajo. Gracias por su paciencia, tranquilidad, buenos consejos, por su buen hacer, por compensar mi falta de confianza con su visión de la vida y de la ciencia que solo puede tener un maestro. Gracias por hacer que esta investigación se haya podido terminar a pesar de la distancia y los cambios de rumbo personales y profesionales. Gracias por su comprensión. Gracias por sus lecciones de ciencia y de vida.

A Arianna Renau-Pruñonosa, mi directora de tesis, por su ritmo constante, sin prisas pero sin pausa, por transmitirme su fuerza, su tesón y su ir siempre más allá sin que ninguna meta se considere inalcanzable. Gracias por su disposición, sus acertados consejos y correcciones, y por todo el tiempo y dedicación que ha hecho posible que esta memoria de trabajo llegue a buen puerto. Gracias por estar siempre ahí.

A Bruno J. Ballesteros por ser mi mentor en la Hidrogeología, un campo nuevo para mí hace dieciocho años, y por darme la oportunidad de formar parte de la Unidad Asociada para la Investigación de Acuíferos Costeros (UNIAC), lo que supuso el germen que me ha permitido realizar esta tesis. Gracias por las enseñanzas, consejos e ideas transmitidas a lo largo de los años.

A los compañeros y amigos de la Oficina de Proyectos de Valencia del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), por ayudarme en el día a día, por todas las risas que hemos compartido. A Juan Carlos por su ayuda con el SIG, a Juan por su ayuda en cualquier tema técnico, a Silvia por su ayuda en la toma y análisis de muestras, a Elisabeth por muchas luchas comunes, a José Antonio por todos los buenos momentos en el despacho compartido y a Teresa por ser el alma de la oficina.

A todos los técnicos e investigadores del IGME y del Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas (IUPA) de la Universitat Jaume I de Castellón (UJI) que han participado en las tareas de análisis de las muestras de agua.

A Félix M. Rubio y Pedro I. Ibarra, del Área de Geofísica y Teledetección del IGME, por su inestimable ayuda en las campañas de ERT y en el tratamiento posterior de los datos geofísicos; sin su participación la parte geofísica de este trabajo habría sido imposible de realizar.

A Eduardo Luppiani y Angel Castudo de Aqualogy por hacer posibles las testificaciones geofísicas de los pozos. A Fernando J. Ferruses, Vicente Botella y Felipe Saiz de Acuamed por facilitar los trámites y brindar la información necesaria para poder utilizar las instalaciones de recarga. A Juan José Litrán, Josep Molas y Susana Pliego, de Coca-Cola Iberian Partners, sin cuyo interés y apoyo no se habrían sentado las bases de esta investigación.

A los trabajadores de las asociaciones y cooperativas de regantes de Vall de Uxó, Nules y Moncófar por toda su ayuda en el muestreo de pozos y por convertir el trabajo de campo en momentos agradables y enriquecedores. Y si se trata de hacer los momentos de campo agradables, llenos de alegría y risas a pesar del cansancio, gracias a Alejandra Renau Llorens, gracias por todas las horas compartidas en las jornadas de campo, en la organización de las campañas, en el análisis de las muestras de agua. Gracias por hacer tan fácil y enriquecedor trabajar contigo.

A los revisores anónimos de los artículos que forman parte de esta memoria, cuyos comentarios han permitido mejorar la calidad de este trabajo.

A mis amigos, aquellos que me han acompañado y ayudado en los grandes momentos y en las pequeñas cosas del día a día, los que me han escuchado y me han dado la oportunidad de escuchar, de aprender, de disfrutar, los que saben que pueden contar conmigo y yo sé que puedo contar con ellos.

Y por supuesto a mi familia, la de Madrid, la de Valencia. A los ausentes que han contribuido a formarme como persona, a mi padre Paco y mi tía Rosa. A mi madre Concha, símbolo de fortaleza, que con su ayuda cuidando de la familia me ha permitido sacar horas milagrosas que han hecho posible que realizará este trabajo. Por último, a la luz y faro de mi vida, mi hija Emma, por su alegría, su forma de ver la vida, por sus jóvenes y sabias reflexiones. Gracias por hacer la vida maravillosa.

Resumen

La mitad meridional del acuífero de la Plana de Castellón (area de La Rambleta-Moncófar-Nules) sufre intrusión marina desde los años 70, dentro de un marco hidrogeoquímico complejo debido a la superposición de dicho proceso intrusivo, la descarga de flujos regionales predominantemente sulfatados y la presencia de contaminación agrícola e industrial.

Se diferencian claramente dos facies hidroquímicas (sulfatadas y cloruradas) relacionadas con un origen diferente de la salinidad. Por un lado, las aguas sulfatadas se deben a la descarga en el acuífero de flujos regionales procedentes de los acuíferos triásicos de borde así como a la contaminación agrícola, mientras que las aguas cloruradas corresponden a la mezcla de agua dulce y agua de mar, como consecuencia del proceso de intrusión marina. La contaminación agrícola conlleva además una concentración de nitratos muy elevada. El estudio de elementos minoritarios y trazas establece una clara correlación entre los sulfatos, el estroncio y el litio, y confirma la existencia de flujos regionales. Por su parte, la distribución de la concentración del cromo parece indicar la relación de este elemento con vertederos incontrolados y con el cauce del río Belcaire en el que se han producido durante muchos años vertidos industriales.

El proceso de intrusión marina responde a un modelo en el que el avance del frente salino no tiene lugar exclusivamente mediante desplazamiento lateral sino que la explotación intensiva localizada ha dado lugar a un proceso de ascenso vertical de un domo salino (*upconing*). En la zona de La Rambleta-Moncófar-Nules se ha estudiado la geometría de la intrusión marina utilizando la concentración de cloruros así como la distribución de la conductividad eléctrica (CE) en profundidad obtenida de perfiles verticales de dicho parámetro. Con estos datos se ha definido la forma 3D del proceso intrusivo, con la zona de máxima concentración de cloruros a 5 km de la costa. En superficie, el domo salino presenta un área de 8 km² y se caracteriza por concentraciones superiores a 500 mg/L de cloruros y CE superiores a 3000 µS/cm (3000-3500 µS/cm).

El estudio de la evolución de la salinidad en la zona de estudio ha demostrado el paulatino aumento de la salinización en el área de La Rambleta desde los años setenta hasta principios de los noventa. Esta situación se ha mantenido hasta la actualidad a pesar de que se ha producido una significativa reducción de los bombeos, con el *upconing* persistiendo en una amplia zona (8 km²), si bien los valores máximos han descendido y se observa un ligero desplazamiento de la masa salina con mayores concentraciones hacia la costa.

La persistencia de los bombeos y las condiciones climáticas imperantes en la zona, con frecuentes periodos de sequía, hacen pensar que la presencia del domo salino se perpetúe en el tiempo si no se toman en consideración ciertas medidas. A las medidas que se han adoptado, como la modernización de los sistemas de riego y el uso de agua regenerada para el riego, se ha sumado la implantación de un proyecto de recarga en la zona occidental de la Rambleta, en concreto en el límite occidental del *upconing*. La actuación de recarga consiste en pozos de inyección directa en el acuífero.

La caracterización de los efectos y de los procesos que tienen lugar en el acuífero como consecuencia de la recarga artificial se ha llevado a cabo a partir de la utilización conjunta de técnicas hidrogeoquímicas y geofísicas. En concreto, se han estudiado los comportamientos hidrodinámico e hidroquímico provocados por la inyección de un agua de baja mineralización, oxigenada y subsaturada en minerales carbonatados y sulfatados en un acuífero afectado por intrusión marina, con bajos niveles de oxígeno y en equilibrio con los minerales citados.

A partir de las concentraciones de los iones mayoritarios y sus deltas iónicos se han determinado los cambios en las características físico-químicas del agua en el acuífero y los procesos hidrogeoquímicos asociados a la mezcla entre el agua subterránea nativa (NGW) y el agua de recarga (ARW) y a la interacción agua-sedimentos. A lo largo de la experiencia de recarga se identifican y cuantifican los principales procesos que tienen lugar: dilución, mezcla, intercambio catiónico, disolución de minerales carbonatados y sulfatados, y oxidación de materia orgánica y sulfuros. Se considera que el principal proceso es la dilución debida al desplazamiento del NGW y la mezcla entre ARW y NGW mientras que, el intercambio catiónico es el proceso geoquímico dominante desde un punto de vista cuantitativo.

La recarga artificial ha supuesto una reducción muy importante en la salinidad del agua subterránea en el entorno, con los valores de la CE y la concentración de los iones mayoritarios descendiendo rápida y de forma continua desde el inicio de la inyección. Se verifica un factor de descenso de 5-10 veces en los valores de la CE a 80 m de los pozos de recarga y una reducción de 1,5 veces a una distancia de 450 m.

Las velocidades de flujo durante la inyección se han calculado a partir de las variaciones de la CE, de los iones cloruro y nitratos, y de los isótopos estables del agua (oxígeno-18 y deuterio). La heterogeneidad de los sedimentos se traslada a valores de la velocidad de flujo que varían entre 2,5 y 6,0 m/s dependiendo de la dirección de flujo. Por tanto, el radio de influencia de la recarga artificial presenta una forma irregular.

Para completar la caracterización de la actuación de recarga, sobretudo en relación con la distribución del agua de recarga en el acuífero, se ha utilizado en la zona de estudio la técnica geofísica denominada tomografía de resistividad eléctrica (ERT del inglés electrical resistivity tomography). La ERT proporciona imágenes en dos dimensiones de alta resolución a partir de medidas de resistividad eléctrica (ER del inglés electrical resistivity), definiendo la geometría de las zonas saturadas con agua dulce y las zonas saturadas con aguas salinizadas debido al contraste entre la conductividad de ambos cuerpos de agua. Al mismo tiempo que las campañas geofísicas, se han llevado a cabo medidas hidrogeoquímicas y de perfiles de CE en puntos situados a lo largo de las líneas de ERT. Así, se han podido relacionar medidas de ER con las características físico-químicas del agua subterránea. Del mismo modo, a partir de los datos de las columnas litológicas de dichos puntos se ha podido establecer una triple relación entre valores de ER, litología de los sedimentos y valores de CE del agua subterránea.

El tratamiento conjunto de las imágenes 2D obtenidas de los perfiles geofísicos, la información geológica y la conductividad eléctrica del agua subterránea ha permitido definir la forma y

extensión de la pluma de recarga. En concreto, se establece que la pluma de recarga caracterizada como agua dulce ($400\text{-}600\ \mu\text{S}/\text{cm}$) se extiende 400 m en dirección O-E y 250 m en dirección N-S. Además, las imágenes de ERT definen que una zona de mezcla entre ambas aguas, con CE por debajo de $2500\ \mu\text{S}/\text{cm}$, alcanzó una distancia de 600 m en dirección este.

Summary

The southern half of the Plana de Castellón aquifer (La Rambleta-Moncófar-Nules area) suffers from marine intrusion since the 70s, within a complex hydrogeochemical framework due to the superposition of this intrusive process, the discharge of sulphate regional flows and the presence of agricultural and industrial pollution.

Two hydrochemical facies (sulphate and chlorinate water types) related to a different origin of salinity are clearly differentiated. On the one hand, the sulphate water is due to the discharge in the aquifer of flows from the border Triassic aquifers as well as to agricultural pollution, while the chlorinate water corresponds to the mixture of fresh water and sea water, as a consequence of the marine intrusion process. Agricultural pollution also leads to a very high concentration of nitrates. The study of trace elements establishes a clear correlation between sulphates, strontium and lithium, and confirms the existence of regional flows. For its part, the distribution of the concentration of chromium seems to indicate the relationship of this element with uncontrolled landfills and with the course of the Belcaire River in which industrial discharges have occurred for many years.

The marine intrusion process responds to a model in which the advance of the saline front corresponds to lateral displacement, but also to a process of vertical ascent of a saline dome (upconing) due to an intensive localized exploitation. In the area of La Rambleta-Moncófar-Nules, the geometry of marine intrusion has been studied using the concentration of chlorides as well as the vertical distribution of electrical conductivity (EC) obtained from profiles of said parameter. With these data, the 3D form of the intrusive process has been defined, with the zone of maximum concentration of chloride at 5 km from the coast. On the surface, the upconing has an area of 8 km² and is characterized by levels higher than 500 mg/L of chloride and EC greater than 3,000 µS/cm (3,000-3,500 µS/cm).

The evolution of salinization in the study area shows the gradual increase of salinization in the Rambleta area from the seventies to the early nineties. This situation has remained to the present days despite the fact that there has been a reduction in pumping, with the persistent upconing in a wide area (8 km²), although the maximum values have been lowered and a slight displacement of the saline mass towards the coast has been taken place.

The still significant pumping and the prevailing climatic conditions in the area, with frequent periods of drought, suggest that the presence of the upconing is perpetuated in time if certain measures are not taken into consideration. To the modernization of the irrigation systems and the use of reclaimed water for irrigation, the implementation of a recharge project has been added in the western area of La Rambleta, specifically in the western boundary of the upconing. The recharge scheme consists of two injection wells in the aquifer.

The characterization of the effects and processes that occur in the aquifer as a consequence of artificial recharge has been carried out from the combination of hydrochemical and geophysical techniques. Specifically, the hydrodynamic and hydrochemical behaviors caused by the injection of a low mineralized, oxygenated and subsaturated in carbonate and sulfate minerals water in a brackish, low oxygenated and in equilibrium respect mentioned minerals aquifer have been studied.

Changes in the physical-chemical characteristics of the groundwater and the hydrogeochemical processes associated with the mixture between the native groundwater (NGW) and the recharge water (ARW), and water-sediment interactions have been determined from the concentrations of the major ions and their ionic deltas. Throughout the experience of artificial recharge, the main processes that take place are identified and quantified: dilution, mixing, cation exchange, dissolution of carbonate and sulphate minerals, and oxidation of organic matter and sulphides. It is considered that the main process is the dilution due to the displacement of the NGW and the mixture between ARW and NGW whereas, the cation exchange is the dominant geochemical process from a quantitative point of view.

The artificial recharge has meant a very important reduction in the salinity of the groundwater in the environment, with the EC values and the major ions concentration descending rapidly and continuously from the start of the injection. A reduction factor of 5-10 times in the EC values is verified at 80 m of the recharge wells and a reduction of 1.5 times at a distance of 450 m.

The flow rates during injection have been calculated from variations in EC, chloride ions and nitrates, and stable isotopes of water (oxygen-18 and deuterium). The heterogeneity of the sediments is transferred to values of the flow velocity that varies between 2.5 and 6.0 m/s depending on the flow direction. Therefore, the radius of influence of the artificial recharge presents an irregular shape.

To complete the characterization of the recharge performance, especially in relation to the distribution of recharge water in the aquifer, the geophysical technique known as electrical resistivity tomography (ERT) has been used in the study area. The ERT provides two-dimensional images of high resolution from measurements of electrical resistivity (ER), defining the geometry of the fresh water saturated sediments and the brackish saturated sediments due to the contrast between the conductivity of both water bodies. At the same time as the geophysical surveys, hydrogeochemical and EC water profile measurements have been carried out at points located along the ERT lines. Thus, it has been possible to relate ER measurements with the physical-chemical characteristics of groundwater. In the same way, from the data of the lithological columns of these points it has been possible to establish a triple relationship between ER values, sediment lithology and EC values of groundwater.

By combining the 2D images obtained from the geophysical profiles, the geological information and the electrical conductivity of the groundwater has allowed to characterize the MAR experience and to define the shape and extension of the recharge plume. Specifically, it is established that the recharge plume as fresh water (400-600 $\mu\text{S}/\text{cm}$) extends 400 m in the O-E direction and 250 m in the N-S direction. In addition, the ERT images define that a mixing zone between both waters, with EC below 2,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, reached a distance of 600 m in the east direction.

ÍNDICE GENERAL

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1	Presentación	3
1.2	Objetivos	3
1.3	Localización y caracterización del área de estudio	4
1.4	Marco geológico e hidrogeológico	7
1.5	Antecedentes	7
1.6	Estructura de la memoria	9

CAPÍTULO 2: CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA

2.1	Caracterización geológica	15
2.1.1.	Geología de la Plana de Castellón	15
2.1.1.1.	Características litoestratigráficas	15
2.1.1.2.	Tectónica	17
2.1.2.	Geología del área de La Rambleta	17
2.1.2.1.	Inventario de puntos de agua	19
2.1.2.2.	Prospección geofísica. Tomografía de resistividad eléctrica	19
2.1.2.3.	Formaciones geológicas	27
2.2.	Caracterización hidrogeológica	28
2.2.1.	Hidrogeología de la Plana de Castellón	28
2.2.1.1.	Parámetros hidrodinámicos	32
2.2.1.2.	Características piezométricas	32
2.2.1.3.	Características hidroquímicas	34

2.2.1.4.	Balance hídrico	34
2.2.2.	Hidrogeología del área de La Rambleta	35
2.2.2.1.	Definición de acuíferos	35
2.2.2.2.	Evolución de la piezometría	36
2.2.2.3.	Características hidrogeoquímicas	40

CAPÍTULO 3: ESTUDIO DE LA PIEZOMETRÍA

3.1	Red de observación	43
3.2	Evolución temporal	43
3.3	Distribución espacial	49

CAPÍTULO 4: CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL ÁREA DE LA RAMBLETA

4.1	Muestreos y análisis	55
4.2	Caracterización hidrogeoquímica general. Análisis del contenido salino	56
4.3	Mineralización del agua. Comportamiento de las aguas cloruradas	69
4.4	Mineralización del agua. Comportamiento de las aguas sulfatadas	72
4.5	Análisis de la presencia de nitratos en las aguas subterráneas	77
4.6	Elementos minoritarios y trazas	79
4.6.1.	Elementos minoritarios	79
4.6.2.	Elementos traza	81
4.7	Identificación de los procesos de salinización	91
	Artículo 1: Identification of overlapping salinization processes in coastal aquifers by fuzzy logic methodology (en revisión)	93
4.8.	Sustancias prioritarias y contaminantes emergentes	113

CAPÍTULO 5: ESTUDIO DE LA SALINIDAD

5.1.	Introducción	117
5.2.	Método SITE	117
5.2.1.	Índice SITE de la Plana de Castellón	119
	Artículo 2: <i>A standardized index for assessing seawater intrusion in coastal aquifers: the SITE Index.</i> Water Resources Management. Vol. 30(13) 4513-4527. Doi:10.1007/s11269-016-1433-4	127
5.3.	Caracterización de un proceso de <i>Upconing</i>	143
	Artículo 3: <i>Spatial characterization of the seawater upconing process in a coastal Mediterranean aquifer (Plana de Castellón, Spain): evolution and controls.</i> Environmental Earth Sciences. Vol. 75:728. Doi: 10.1007/s12665-016-5531-7	145

CAPÍTULO 6: ACTUACIÓN DE RECARGA ARTIFICIAL EN LA RAMBLETA

6.1	Recarga artificial de acuíferos en el mundo	163
6.1.1.	Recarga artificial de acuíferos en España	172
6.2.	Recarga artificial como método de lucha contra la intrusión marina	175
6.2.1.	Recarga artificial en la lucha contra la intrusión marina en España	178
6.2.2.	Recarga artificial en La Rambleta	180
6.3.	Dispositivo de recarga	181
6.3.1.	Instalaciones de superficie	181
6.3.2.	Pozos de recarga	186
6.3.2.1.	Desarrollo de los pozos de recarga	188
6.3.2.2.	Testificación geofísica de los pozos de recarga	191
6.4.	Red de control de la recarga artificial	195
6.4.1.	Piezómetros de control de la recarga	197
6.4.1.1.	Columnas litológicas de los piezómetros de control	198

6.5.	Cálculo de parámetros hidráulicos del área de recarga	203
6.6.	Pérdidas de carga y estudio de las características de los pozos de recarga	215
6.7.	Agua de recarga	217
6.7.1.	Características físico-químicas	218
6.7.2.	Caudales de inyección	220

CAPÍTULO 7: CARACTERIZACIÓN HIDRODINÁMICA E HIDROQUÍMICA DE LA ACTUACIÓN DE RECARGA

7.1	Introducción	223
	Artículo 4: <i>Integrated hydrophysical-chemical approach of a Managed Aquifer Recharge (MAR) scheme in a salinized coastal aquifer</i>	225

CAPÍTULO 8: CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA EXPERIENCIA DE RECARGA

8.1	Introducción	273
	Artículo 5: <i>Using electrical resistivity tomography to assess the effectiveness of managed aquifer recharge in a salinized coastal aquifer.</i> Environmental Monitoring Assessment. Vol 190: 100. https://doi.org/10.1007/s10661-017-6446-9	275

CAPÍTULO 9: CONCLUSIONES

9.1	Sobre la situación preoperacional	297
9.2	Sobre las operaciones de recarga	298
9.3	Sobre la caracterización hidrodinámica e hidrogeoquímica de la recarga	398
9.4	Sobre la caracterización geofísica de la actuación de recarga	299
9.5	Sobre las mejoras metodológicas	300

REFERENCIAS

Referencias	301
-------------	-----

ANEXO 1

Anexo 1	317
---------	-----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Mapa de situación del área de estudio	4
Figura 1.2	Ubicación geológica de la Plana de Castellón (Canerot, 1974)	8
Figura 1.3	Sistemas de explotación de la cuenca del Júcar (Cabezas et al., 2008)	9
Figura 2.1	Columna litoestratigráfica sintética de la Plana de Castellón y su entorno (Renau-Llorens 2010)	18
Figura 2.2	Inventario de puntos de agua	20
Figura 2.3	Localización de los perfiles geofísicos. Líneas rojas: perfiles realizados en la primera campaña (mayo de 2012). Líneas verdes: perfiles realizados en la segunda campaña (julio de 2013)	22
Figura 2.4	Resistividades obtenidas en el Perfil 1. Líneas verticales: cruces con perfiles 3 y 4	24
Figura 2.5	Resistividades obtenidas en el Perfil 2. Líneas verticales: cruces con perfiles 3 y 4	24
Figura 2.6	Resistividades obtenidas en el Perfil 3. Líneas verticales: cruces con perfiles 3 y 4	25
Figura 2.7	Resistividades obtenidas en el Perfil 4. Líneas verticales: cruces con perfiles 1 y 2	25
Figura 2.8	Resistividades obtenidas en el Perfil 5	26
Figura 2.9	Resistividades obtenidas en el Perfil 6	26
Figura 2.10	Isopropundidades (m s.n.m.) del tramo superior detrítico	29
Figura 2.11	Isopacas (m) del tramo superior detrítico	30
Figura 2.12	Mapa de isopropundidades (m s.n.m.) del sustrato mesozoico	31
Figura 2.13	Superficie piezométrica del acuífero de la Plana de Castellón (Renau-Llorens 2010)	33
Figura 2.14	Situación de los cortes hidrogeológicos	37
Figura 2.15	Cortes hidrogeológicos	38
Figura 2.16	Evolución histórica de niveles piezométricos y de la precipitación	39
Figura 3.1	Situación de los puntos de la red de control. El área de La Rambleta se resalta con línea discontinua gris	45

Figura 3.2	GPS diferencial Triumph nivelando el piezómetro Garrofera (37)	46
Figura 3.3	Evolución piezométrica de la zona central-oeste de La Rambleta	46
Figura 3.4	Evolución piezométrica de la zona central-este de La Rambleta	47
Figura 3.5	Evolución piezométrica de la zona este (Moncófar)	47
Figura 3.6	Evolución piezométrica de la zona oeste de La Rambleta	48
Figura 3.7	Evolución piezométrica del valor promedio mensual de la piezometría (abril 2012-octubre 2014) y de las precipitaciones mensuales en la zona de La Rambleta-Nules-Moncófar	48
Figura 3.8	Niveles piezométricos de octubre de 2012 en La Rambleta-Nules-Moncófar	50
Figura 3.9	Niveles piezométricos de junio de 2013 en La Rambleta-Nules-Moncófar	51
Figura 4.1	Relación de la CE y el TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar	56
Figura 4.2	Distribución en intervalos de la CE en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar	57
Figura 4.3	Distribución en intervalos del TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar	57
Figura 4.4	Relación del ion cloruro (mg/L) y el TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar	58
Figura 4.5	Relación del ion sulfato (mg/L) y el TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar	58
Figura 4.6	Relación de la suma de los iones cloruro y sulfato (mg/L) con el TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar	59
Figura 4.7	Relación del ion bicarbonato (mg/L) y el TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar	59
Figura 4.8	Diagrama de Piper de las muestras de la red de control de varias campañas dentro del periodo de control abril 2012-octubre 2014	61
Figura 4.9	Diagrama de Piper de las muestras de la red de control (abril de 2013)	62
Figura 4.10	Diagrama de Piper de las muestras de la red de control (octubre de 2013)	63
Figura 4.11	Agrupación de pozos según sus facies hidroquímicas (abril de 2012)	65
Figura 4.12	Contenido promedio (en el periodo abril 2012-octubre 2014) del ión cloruro y sulfato en relación con el TSD promedio en los pozos de control	66

Figura 4.13	A) Valores promedio (periodo abril 2012-octubre 2014) de los iones cloruro y sulfato en meq/L y de la relación $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ en los pozos de control. B) Representación de la relación $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, utilizando una escala menor en el eje Y	67
Figura 4.14	Distribución de la relación sulfatos-cloruros (abril 2013). Isolíneas SO_4/Cl	68
Figura 4.15	Distribución del valor promedio del ión cloruro en el periodo abril 2012-octubre 2014	70
Figura 4.16	Distribución del ión cloruro (abril 2013)	71
Figura 4.17	Evolución de la concentración de cloruros en los puntos de control en el periodo abril 2012- octubre 2014	72
Figura 4.18	Evolución de la concentración promedio de cloruros y del nivel piezométrico promedio en el periodo abril 2012-octubre 2014	73
Figura 4.19	Distribución del ión sulfato (abril de 2013)	74
Figura 4.20	Distribución del ión nitrato (abril de 2013)	75
Figura 4.21	Distribución del ión estroncio (abril de 2013)	76
Figura 4.22	Evolución de la concentración del ión nitrato en 13 puntos de la red de control y evolución de la concentración promedio mensual de nitrato	78
Figura 4.23	Evolución de los valores promedio mensuales de la piezometría y de la concentración del ión nitrato	79
Figura 4.24	Distribución del ión litio (octubre de 2012)	83
Figura 4.25	Distribución del ión litio (abril de 2013)	84
Figura 4.26	Distribución del ión bromuro (abril de 2013)	85
Figura 4.27	Distribución del boro (abril de 2013)	86
Figura 4.28	Distribución del cromo (octubre de 2012)	87
Figura 4.29	Potenciales focos contaminantes en el área de la Rambleta-Nules-Móncofar	88
Figura 4.30	Distribución del mercurio (abril de 2012)	90
Figure 1	(Artículo 1) Study area location and hydrogeological cross-section (adapted from García-Menéndez et al., 2016)	97

<i>Figure 2</i>	(Artículo 1) A) Monitoring network location and hydrochemical facies (April 2013). B) Piper diagram (April 2013). Sulphate facies (green), chloride sulfate facies (yellow), sulphate chloride facies (orange) and chloride facies (red) (adapted from Morell et al., 2013)	98
<i>Figure 3</i>	(Artículo 1) Universe of discourse for set X: pH values	104
<i>Figure 4</i>	(Artículo 1) Graphic fuzzy rules for the qualitative behavior of total Cl ⁻ compared with the other variables	105
<i>Figure 5</i>	(Artículo 1) Graphic fuzzy rules for qualitative behavior of total Sr ²⁺ compared with the other variables	106
<i>Figure 6</i>	(Artículo 1) Graphic fuzzy rules for qualitative behavior of total NO ₃ ⁻ compared with the other variables	107
<i>Figure 7</i>	(Artículo 1) Graphic fuzzy rules for qualitative behaviour of total SO ₄ ²⁻ compared with the other variables	108
<i>Figura 5.1</i>	Ubicación de los puntos de control utilizados en el cálculo del índice SITE. La línea gris delimita la superficie afectable (franja litoral a menos de 10 km de la costa)	121
<i>Figura 5.2</i>	Distribución del valor medio de cloruros para el periodo 1998-2001 en el acuífero Plana de Castellón. La línea gris delimita la superficie afectable (franja litoral a menos de 10 km de la costa)	122
<i>Figura. 5.3</i>	Concentraciones máximas y mínimas anuales de cloruros, y parámetro T para cada año (T _x) (tabla y gráfico de evolución) en el acuífero Plana de Castellón	124
<i>Figure 1</i>	(Artículo 2) Location of the aquifers	135
<i>Figure 2</i>	(Artículo 2) Chloride concentrations for the last period available (mean of 1998-2001) in the a) Vinaroz Plain, b) Oropesa-Torreblanca Plain, c) Castellón Plain, and d) Sagunto Plain aquifers. The points indicate the monitoring networks	137
<i>Figure 1</i>	(Artículo 3) Situation of the study area	146
<i>Figure 2</i>	(Artículo 3) Hydrological cross-section of the Rambleta Area	147
<i>Figure 3</i>	(Artículo 3) Piezometric map (October 2012). The Rambleta Area is circled in brown	148
<i>Figure 4</i>	(Artículo 3) Evolution of the piezometric level (Wells 25 and 30). Precipitation (Blow): wet period (blue), dry period (yellow) and medium precipitation (grey). At the top, exploitation values are detailed in m ³ /year	149

<i>Figure 5</i>	(Artículo 3) Spatial distribution of chloride concentrations in June 1972	150
<i>Figure 6</i>	(Artículo 3) Spatial distribution of chloride concentrations in June 1984	151
<i>Figure 7</i>	(Artículo 3) Spatial distribution of chloride concentrations in June 1995	152
<i>Figure 8</i>	Spatial distribution of chloride concentrations in Septiembre 2004	153
<i>Figure 9</i>	(Artículo 3) Spatial distribution of chloride concentrations in June 2012	154
<i>Figure 10</i>	(Artículo 3) Evolution of the chloride concentrations (Wells 2, 7, 12 y 25) and precipitation (below): wet period (Blue), dry period (yellow) and medium precipitation (grey)	155
<i>Figure 11</i>	(Artículo 3) Relationship between EC and chloride concentrations (December 2013)	155
<i>Figure 12</i>	(Artículo 3) Spatial distribution of electrical conductivity at 0 m a.s.l. (December 2013)	156
<i>Figure 13</i>	(Artículo 3) Spatial distribution of electrical conductivity at 5 m b.s.l. (December 2013)	157
<i>Figure 14</i>	(Artículo 3) Spatial distribution of electrical conductivity at 10 m b.s.l. (December 2013)	158
<i>Figure 15</i>	(Artículo 3) Spatial distribution of electrical conductivity at 15 m b.s.l. (December 2013)	159
<i>Figure 16</i>	(Artículo 3) Hydrogeochemical cross-section A-A' (December 2013)	160
Figura 6.1	Esquema general de las instalaciones de recarga artificial	182
Figura 6.2	Cauce del río Belcaire en la confluencia del Barranco de San José y de la Rambla Cerverola	183
Figura 6.3	Azud de derivación en el cauce del río Belcaire	183
Figura 6.4	Azud de derivación y canal de toma de agua	184
Figura 6.5	Balsa de almacenamiento de los recursos excedentarios del río Belcaire	185
Figura 6.6	Salida inferior y dispositivo de la toma flotante de la balsa	185
Figura 6.7	Tubería de conducción	186
Figura 6.8	Vista del área de La Rambleta, con los pozos de recarga en su sector oeste (círculos rojos)	187
Figura 6.9	Aspecto exterior del pozo de Recarga Oeste (RWW)	187
Figura 6.10	Aspecto exterior del pozo de Recarga Este (RWE)	188
Figura 6.11	Croquis de los pozos de recarga	189

Figura 6.12	Operación de limpieza y desarrollo en el pozo de Recarga Oeste	190
Figura 6.13	A) Descensos de nivel en el pozo de Recarga Oeste en un bombeo escalonado con recuperación a caudales 10 L/s, 12,5 L/s y 15 L/s. B) Ampliación del bombeo correspondiente a 15 L/s	192
Figura 6.14	A) Descensos de nivel en el pozo de Recarga Este en un bombeo escalonado sin recuperación a caudales 10 L/s, 12,5 L/s, 15 L/s, 17,5 L/s y 6,5 L/s. B) Descensos aplicada la corrección de Dupuit	194
Figura 6.15	Unidad de reconocimiento de sondeos y sondas geofísicas entrando en el pozo de Recarga Este (RWE)	195
Figura 6.16	Registros geofísicos de los sondeos de recarga: Natural Gamma, Self Potential, Normal Short Resistivity, Long Normal Resistivity y Single-Point Resistivity. Las profundidades indicadas, tanto en la escala vertical como los datos de niveles piezométricos, tienen un desfase respecto a la profundidad del suelo de 3,5 m en el RWW y de 1,5 m en el RWE	196
Figura 6.17	Localización de los puntos de control W1, W2, W3, R6, R8, R12, R15 y R37	199
Figura 6.18	Columna litológica del piezómetro W1	200
Figura 6.19	Columna litológica del piezómetro W2	201
Figura 6.20	Columna litológica del piezómetro W3	202
Figura 6.21.	Recta $d_r - (t+t')/t'$ para el ensayo de recuperación 1 en el pozo de Recarga Oeste	208
Figura. 6.22.	Descensos en el ensayo de bombeo escalonado con caudales de 10 L/s, 15 L/s y 13 L/s, y ensayo de recuperación final en el pozo de Recarga Oeste	209
Figura 6.23	Salida gráfica del programa PIBE para el pozo de Recarga Este con el método Theis, aplicada la corrección de Dupuit y la pérdida de carga ($n=6,62$ y $B=2,54 \text{ E-20}$)	210
Figura 6.24	Recta ascensos (representados como descensos negativos) – tiempo para el piezómetro W1 en el ensayo de inyección	211
Figura 6.25	Salida gráfica del programa PIBE para el piezómetro W1 con el método Theis y la corrección de Dupuit en el ensayo de inyección	212
Figura 6.26	Recta ascensos (representados como descensos negativos) – tiempo para el piezómetro W2 en el ensayo de inyección	213
Figura 6.27	Salida gráfica del programa PIBE para el piezómetro W2 con el método Theis y la corrección de Dupuit en el ensayo de inyección	214

Figura 6.28	Diagrama de Piper de las aguas de recarga tomadas en la balsa de almacenamiento (octubre 2012 y abril 2013) y en la tubería de conducción a los pozos de recarga (abril 2013), y en el manantial Cova de San Josep (diciembre 2012)	218
Figura 6.29	Evolución del caudal durante la actuación de recarga	220
Figure 1	(Artículo 4) Setting of the study area and the MAR site. In the aerial view is detailed the derivation point in the Belcaire watercourse, the water pipelines (in orange), the storage pond and the recharge wells (RWW and RWE)	229
Figure 2	(Artículo 4) Hydrogeological cross-section I-I' in the Rambleta area. Detailed lithostratigraphy at the MAR site (RWW, RWE, W1 and W3) and at 500 m east to the MAR site (LC-1) is shown on the right. The MAR site and the profil I-I' are located in Fig. 1	230
Figure 3	(Artículo 4) Piezometric map (February 2013). The Rambleta area is circled in brown and the MAR site is marked in brown	231
Figure 4	(Artículo 4) Distribution of chloride concentrations (April 2013). The Rambleta Area is marked in brown and the MAR site is circled in brown	232
Figure 5	(Artículo 4) Aerial view of the recharge wells (RWW and RWE), lithological wells (W1, W2, W3 and LC-1), groundwater monitoring wells (W1, W2, W3, R6, R8, R6, R15 y R37) and electrical resistivity tomography lines (Profile 1, 1', 2, 2' and 3)	235
Figure 6	(Artículo 4) Variations of the piezometric level (PL) related to the piezometric level just before starting recharge (PL0), and the injection rate (Q). Rainfall is indicated with a arrow	238
Figure 7	(Artículo 4) Piper diagram of A) NGW (October and November 2013) in the Rambleta area (samples of the wells R6, R7, R8, R9, R10 and R11 are represented with the same symbol), B) W1 samples (October 2013-April 2015), C) W2 samples (October 2013-April 2015) and D) R37 samples (October 2013-October 2014). The ARW (blue circle) is represented by the mean values during injection period (November 2013-May 2014). Mixing lines is indicated with black dotted lines	241
Figure 8	(Artículo 4) Temporal variations of major ions concentrations and EC values in groundwater samples collected from MAR site observation wells (W1, W2 and W3) during injection period (0-175 day) and postinjection period (176-512 day). Rainfall in mm is indicated by arrows	244

<i>Figure 9</i>	Temporal variation of groundwater EC values in Rambleta monitoring wells (R6, R8, R12, R15 y R36) during injection period (novembre 2013 – may 2014) and postinjection period (may 2014 – novembre 2014). Monitoring wells are located in figure 5.	245
<i>Figure 10</i>	(Artículo 4) Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ and Cl^- concentration in the ARW (pond samples taken between Novembre-2013 and May-2015), NGW (W1_{NGW} , W2_{NGW} and W3_{NGW} samples taken the 12, 13-November-2013) and mixing water (W1 , W2 and W3 samples taken between the 19-November-2013 and the 20-January-2015). Arrows show the evolution with time: the blue arrows indicate the injection period, the red arrow indicates the postinjection period and the dotted arrows show composition on specific days	246
<i>Figure 11</i>	(Artículo 4) Mixing ratio (MR) in % calculated using EC values, and chloride and nitrate concentrations. EC values come from CTD divers (W1 , W2 and W3) and from groundwater samples (R37)	248
<i>Figure 12</i>	(Artículo 4) Mixing ratio (MR) in % calculated using EC values from CTD divers, chloride and nitrate concentrations, EC values and $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ from groundwater samples of W2 and W1	249
<i>Figure 13</i>	(Artículo 4) Vertical profiles of groundwater EC in monitoring well W3 between November 2013 and December 2014, and lithological columns of recharge well RWW and W3 (W3 column is enlarged on the right)	252
<i>Figure 14</i>	(Artículo 4) Vertical profiles of groundwater EC in monitoring well W2 between November 2013 and December 2014, and lithological columns of recharge well RWW and W2 (W2 column is enlarged on the right)	253
<i>Figure 15</i>	(Artículo 4) Vertical profiles of groundwater EC in monitoring well W1 between November 2013 and November 2014, and lithological columns of recharge well RWE and W1 (W1 column is enlarged on the right)	254
<i>Figure 16</i>	(Artículo 4) Vertical profiles of groundwater EC in monitoring well R37 (450 m far from RWE), R12 (340 m far from RWE) and R15 (1,085 m far from RWE)	255
<i>Figure 17</i>	(Artículo 4) Evolution of ionic deltas of HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ and K^+ in groundwater samples (W1 , W2 and W3) during injection period (0-175 day) and postinjection period (176-320 day)	257
<i>Figure 1</i>	(Artículo 5) The study area and the MAR site. The aerial view shows the derivation point in the Belcaire watercourse, the water pipelines (in yellow), the storage dam, and the recharge wells (RW-E and RW-W)	278

<i>Figure 2</i>	(Artículo 5) Hydrogeological cross-section I-I' of the RAMbleta (modified from Morell et al. 2012). The enlarged profiles to the right of the diagram show the detailed lithostratigraphy at MAR site (RW-W, RW-E, W1, and W3) and at 500 m east of the MAR site (LC-1). The locations of the MAR site and I-I' are shown in Fig.1	279
<i>Figure 3</i>	(Artículo 5) Aerial view of the recharge wells (RW-W and RW-E), lithological wells (W1, W2, W3, and LC-1), groundwater monitoring wells (W1, W2, W3, W4, W5, and W6), and electrical resistivity tomography lines (Profiles 1, 1', 2, 2', and 3)	280
<i>Figure 4</i>	(Artículo 5) Piper diagram of the chemical composition of recharge water (dam in green) and groundwater samples collected in July/November 2013 (in red) and May 2014 (in blue). Mean values for dam water during the recharge period (November 2013-May 2014) are presented	282
<i>Figure 5</i>	(Artículo 5) Vertical profiles of groundwater EC in recharge wells (RW-E and RW-W) and monitoring wells (W1, W2, W4, W4, and W6) in July 2013 (red), October 2013 (orange), and May 2014 (blue), and lithological columns for the saturated zone in the study area (RW-E, W1, W2, and LC-1)	283
<i>Figure 6</i>	(Artículo 5) Electrical resistivity tomographies for a) July 2013 (line 2) and b) May 2014 (line 2')	284
<i>Figure 7</i>	(Artículo 5) Electrical resistivity tomographies for May 2014 (line 3)	285
<i>Figure 8</i>	(Artículo 5) Resistivity change percentages in July 2013-May 2014. a) Line 1-1'. b) Line 2-2'	286
<i>Figure 9</i>	Resistivity change percentages in July 2013 – May 2014. a. Line 1-1'. b. Line 2-2	288

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1	Valores climatológicos en la Plana de Castellón (Agencia Estatal de Meteorología, 2015)	7
Tabla 2.1	Características generales de los perfiles de ERT	21
Tabla 2.2	Balance hídrico de la Plana de Castellón (IGME-DGA 2009)	35
Tabla 3.1	Red de control general	44
Tabla 4.1	Facies hidroquímicas en abril de 2013 y octubre de 2013 y facies asignadas para el conjunto del periodo de control (abril 2012-octubre 2014)	64
Tabla 4.2	Distribución de la concentración promedio del ión nitrato en los puntos de control	77
Tabla 4.3	Concentraciones promedio para cada campaña de bromuro, flúor, estroncio, litio, boro, arsénico, cromo y mercurio	80
Tabla 4.4	Concentraciones de mercurio ($\mu\text{g/L}$) en las campañas de abril 2012, abril 2013 y octubre 2014	89
<i>Table 1</i>	(Artículo 1) Average values (concentration and parameters) (April 2013-2014) used in the Fuzzy Logic analysis	100
Tabla 4.5	Contaminantes emergentes en los pozos 6 y 20	114
Tabla 5.1	Puntos de control utilizados en el cálculo del índice SITE en el acuífero Plana de Castellón; características generales y valor de la concentración media para el periodo 1998-2001 en cada punto. En las tres últimas columnas se indica con “x” los puntos incluidos en las matrices de cálculo de los parámetros SITE indicados	120
Tabla 5.2	Valores necesarios para el cálculo de los parámetros S e I: superficie correspondiente a cada rango de concentración de cloruros y producto de la superficie por la concentración promedio de cada rango	123
Tabla 5.3	Valores alfanuméricos y códigos del índice SITE en el acuífero Plana de Castellón	125
<i>Table 1</i>	(Artículo 2) Summary of ranges, characterization, numeric codes and type-codes for each parameter of the SITE method	133
<i>Table 2</i>	(Artículo 2) Intrusion status or pressure exerted by seawater intrusion	135
<i>Table 3</i>	(Artículo 2) Aquifer characteristics and number of monitoring wells used to calculate the SITE index parameter	136

<i>Table 4</i>	(Artículo 2) Calculation of parameters S and I. a) Surfaces with different chloride ranges (1998-2001) and S parameter. B) Weighted distribution of chloride concentrations (1998-2001) and parameter I	138
<i>Table 5</i>	(Artículo 2) Calculation of parameters T and E	138
<i>Table 6</i>	(Artículo 2) Codes and characterization of SITE index	139
Tabla 6.1	Número de medidas de niveles piezométricos y de análisis de cloruros, nitratos, isótopos del agua e iones mayoritarios obtenidas en la red específica de recarga desde el inicio de la inyección hasta abril de 2015	198
Tabla 6.2	Valores de T y S obtenidos a partir de los ensayos de bombeo de los pozos de Recarga Oeste y Este, y de la experiencia de recarga en el pozo de Recarga Oeste	207
Tabla 6.3	Pérdidas de carga en los pozos de recarga	216
Tabla 6.4	Coeficientes de la ecuación general de descensos (n, A y B) calculados con el programa PIBE y los descensos calculados con esta ecuación	217
Tabla 6.5	Resultados analíticos del agua de recarga	219
<i>Table 1</i>	(Artículo 4) Quality of artificial recharge water (ARW) and groundwater before starting injection (NGW) and after six months of artificial recharge at RWE (only before injection), W1 (78-m observation well), W2 (84-m observation well) and R37	240
<i>Table 2</i>	(Artículo 4) Arrival times and true velocities calculated from MR 50%. MR has been calculated using EC values (from CTD divers), Cl^- and NO_3^- concentrations and $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ (from groundwater samples)	250
<i>Table 3</i>	(Artículo 4) Calculated ionic deltas of major ions (HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ and K^+) in groundwater samples (W1, W2 and W3) (positive value = gain; negative value = loss) during recharge period (days 22, 108 and 135), postrecharge period without rainfalls (days 199 and 255) and postrecharge period with rainfalls higher than 50 mm/month (days 318 and 427)	258
<i>Table 4</i>	(Artículo 4) Comparison of ΔHCO_3^- and ΔSO_4^{2-} and gains of HCO_3^- and SO_4^{2-} calculated by an ions balance (Sum ₁ and Sum ₂) considering that the excess of those ions are due to carbonate and sulphate minerals dissolutions. Sum ₁ is the balance for the HCO_3^- and the Sum ₂ is the balance for the SO_4^{2-}	260
<i>Table 5</i>	(Artículo 4) Estimated values for the geochemical processes (in meq/L)	261

<i>Table 6</i>	(Artículo 4) Magnitudes of geochemical processes in the Rambleta MAR site and in recharge experiences performed in sand aquifers (Stuyfzand 1998, Stuyfzand et al. 2002, Greskowiak et al. 2003 and Vandenbohede et al. 2009) and in a carbonate aquifer (Vanderzalm et al. 2010). Recharge is through well injection in all the references, except on Greskowiak et al. (2003) and Vandenbohede et al. (2009), performing through pond. Values expressed in mg/L, mmol/L and meq/L	264
<i>Table 1</i>	(Artículo 5) Results of hydrochemical analysis of groundwater and recharge water (dam)	282
<i>Table 2</i>	(Artículo 5) Electrical resistivity values correlated with lithology in the unsaturated/saturated zone and with groundwater EC in the saturated zone	287

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

- 1.1. Presentación**
- 1.2. Objetivos**
- 1.3. Localización y caracterización del área de estudio**
- 1.4. Marco geológico e hidrogeológico**
- 1.5. Antecedentes**
- 1.6. Estructura de la memoria**

1.1. Presentación

La presente investigación desarrolla una idea propuesta en el informe *Methodological basis for Water Neutrality Projects. Case study: Colebega Plant (Valencia, Spain)* (Morell et al., 2010a) auspiciado por The Coca-Cola Foundation (TCCF), en el contexto de su política de *Water Neutrality*, que pretende establecer mecanismos de compensación (*offset mechanisms*) del consumo de agua asociado a las actividades de las instalaciones de la compañía. En el informe mencionado, además de proponer unas bases metodológicas de aplicación general, se propusieron ocho actuaciones, de muy diversa naturaleza, para compensar el consumo de agua de la planta embotelladora COLEBEGA S.A., perteneciente al grupo Coca-Cola European Partners, situada en el término municipal de Quart de Poblet (Valencia, España).

De entre las ocho opciones presentadas, se eligió como más apropiada la técnica de recarga artificial para luchar contra la salinización en acuíferos costeros y, a tal fin, TCCF financió durante tres años (2012-2014) el proyecto ***Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water (Water Recovery Project)***, liderado por el Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas (IUPA) de la Universitat Jaume I de Castellón (UJI).

Para llevar a cabo el proyecto, el IUPA y la Oficina de Proyectos de Valencia del Instituto Geológico y Minero (IGME) crearon a finales de 2011 la Unidad Asociada para la Investigación de Acuíferos Costeros (UNIAC).

La presente investigación presenta los trabajos realizados y los resultados obtenidos en el contexto de una actuación de recarga artificial realizada en el área de la Rambleta (Vall de Uxó-Nules-Moncófar), en la provincia de Castellón. Concretamente, se focaliza en la utilización conjunta de técnicas hidroquímicas, geofísicas y de otros parámetros físicos para la caracterización hidrodinámica e hidrogeoquímica del proceso de intrusión marina que tiene lugar en la zona de estudio así como de la experiencia de recarga artificial que se ha llevado a cabo para recuperar la calidad de las aguas subterráneas de la zona.

1.2. Objetivos

El objetivo esencial del *Water Recovery Project* y, por tanto, de esta investigación, es contribuir a la recuperación mediante recarga artificial de un acuífero costero salinizado por intrusión marina. Para ello, se plantearon tres fases bien diferenciadas: la primera de ellas fue la caracterización hidrogeológica de detalle del área de estudio; la segunda, la implementación de la infraestructura necesaria para llevar a cabo recarga artificial, y la tercera, el control y seguimiento de los efectos hidrodinámicos e hidrogeoquímicos generados durante la recarga.

Los objetivos generales se pueden concretar en los siguientes apartados:

- Evaluación de los procesos de salinización que afectan al sector estudiado
- Estudio de las relaciones geométricas del agua dulce y del agua salina en el seno del acuífero

- Caracterización mediante prospección geofísica de la distribución de la salinidad en el acuífero así como de la distribución del agua procedente de la actuación de recarga
- Estudio de los efectos hidrodinámicos e hidrogeoquímicos en el acuífero asociados a la actuación de recarga artificial

1.3. Localización y caracterización general del área de estudio

El área seleccionada para llevar a cabo esta investigación se localiza en la mitad meridional de la Plana de Castellón y, concretamente, en la partida de la Rambleta, que, a grandes rasgos, se puede enmarcar en un triángulo cuyos vértices sean las poblaciones de Nules, Vall de Uxó y Moncófar (figura 1.1).

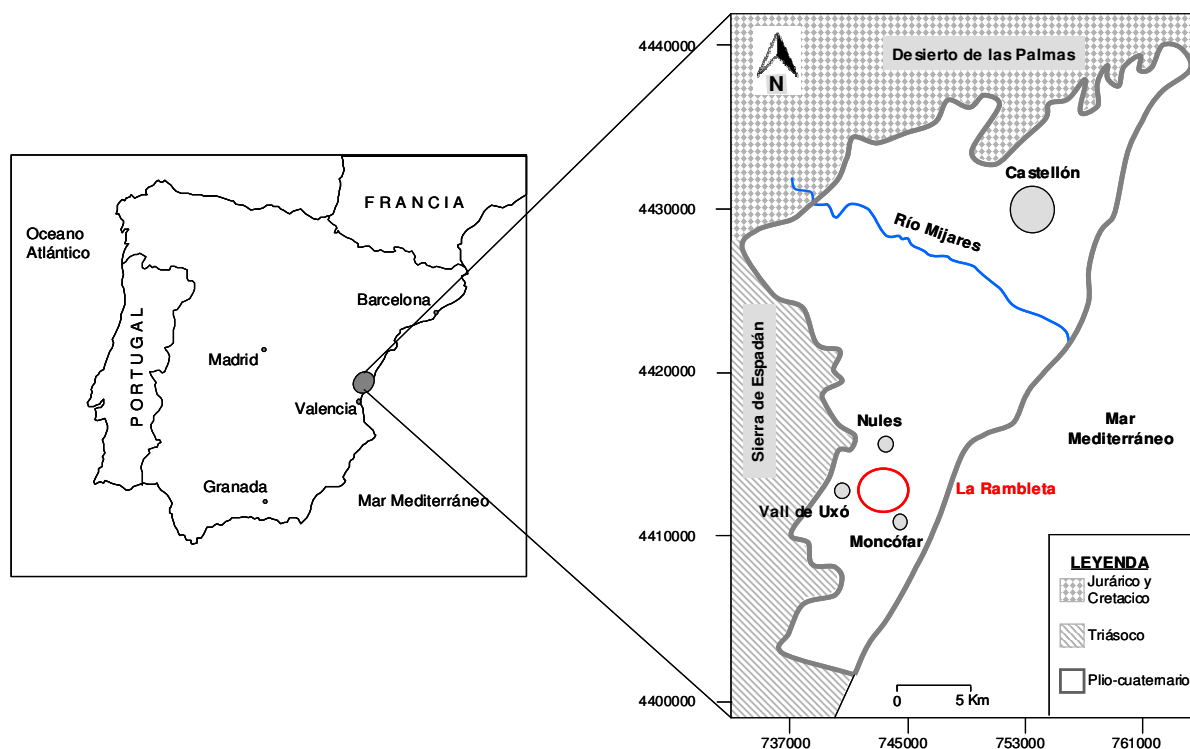


Figura 1.1. Mapa de situación del área de estudio

Las razones que han aconsejado escoger esta zona para realizar los trabajos son de diversa índole y se pueden resumir en las siguientes:

Razones relacionadas con las características hidrogeológicas del área

- Se trata de un sector en el que se conoce que existe intrusión marina desde los años 60, por lo que se puede considerar como un área emblemática en el panorama de la salinización en España
- Como consecuencia de ello, muy diversas organizaciones e instituciones han realizado estudios en esta zona, tales como la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ), el IGME, la Generalitat Valenciana (GV), la UJI y la Universitat Politècnica de Valencia (UPV). Por consiguiente, se dispone de abundante información hidrogeológica e hidrogeoquímica del área
- El proceso de salinización que afecta al área de la Rambleta es peculiar, ya que no consiste sólo el avance lateral de la denominada cuña salina sino que responde más bien al efecto conjunto de dicho avance y de la formación de un domo de agua salina generado por el efecto hidrodinámico de la concentración local de bombeo de agua subterránea. Esta situación es determinante para el diseño de las actuaciones de recarga porque no sólo se trata de establecer una barrera hidráulica para rechazar el frente salino sino de ejercer un efecto hidrodinámico capaz de deprimir el domo salino

Razones relacionadas con la infraestructura hidrogeológica

- En el área de estudio existe un número muy elevado de perforaciones, tanto en el acuífero cuaternario como en los acuíferos de borde, que permiten obtener abundante información para la reconstrucción de la geometría del acuífero así como de los parámetros hidrodinámicos básicos y de las características hidrogeoquímicas del área
- Muchos de los pozos del área, y especialmente los abandonados, pueden ser utilizados en la red de control que es necesario establecer.

Razones relacionadas con la situación local

- La Cooperativa de Regantes y la Comunidad de Regantes de Vall de Uxó están de acuerdo con la idea propuesta. Han mostrado su disposición a colaborar en la investigación proporcionando la información que tienen acumulada de sus pozos y prestando su apoyo en las tareas de muestreo y control

Razones relacionadas con los costes económicos

- La opción ya mencionada de utilizar pozos existentes para la red de control y seguimiento puede reducir la necesidad de construir piezómetros
- Se cuenta con las instalaciones de recarga que ACUAMED (Aguas de las Cuencas Mediterráneas) ha construido en la zona y que consisten básicamente en una balsa de 2 hm³ de capacidad para recoger aguas excedentes del río Belcaire y dos pozos de recarga

La Plana de Castellón ocupa el extremo suroriental de la provincia de Castellón, y corresponde a una llanura aluvial de forma aproximadamente triangular con una superficie de 464 km² y cotas comprendidas entre 0 y 130 m s.n.m (metros sobre el nivel del mar).

La red hidrográfica está constituida por el río Mijares, único cauce de régimen permanente, que la atraviesa por su parte central. El resto de cauces superficiales son de régimen intermitente y entre ellos destacan el río Seco, en el norte de la Plana, el río Ana en la parte central, y los ríos Veo y Belcaire en el sector meridional. El río Mijares y su principal afluente, la Rambla de la Viuda, son regulados por los embalses de Sitjar y M^a Cristina, respectivamente. El río Belcaire atraviesa de oeste a este el área de la Rambleta. Además de estos cauces, en la franja costera existen dos zonas húmedas: la marjalería de Castelló, también denominada Cuadro de Castelló, en el extremo septentrional, y el marjal de Xilxes-Almenara, en el extremo meridional.

La Plana constituye un territorio que conjuga la agricultura, dedicada esencialmente al cultivo de cítricos, la industria, donde destaca el sector cerámico y el sector químico, con importantes fábricas de aceites esenciales, productos químicos, orgánicos, fitosanitarios y abonos (López Gutiérrez et al., 2010). Dichas actividades se completan con una industria agroalimentaria y un sector de servicios muy desarrollado. El esquema económico descrito ha sido posible por el concurso de los recursos hídricos subterráneos del acuífero, imprescindibles para su sostenimiento. Así, los bombeos realizados, si bien han descendido hasta 134 hm³/a (Estrela et al., 2004) con la implantación de sistemas de riego localizado, llegaron a alcanzar un volumen próximo a 201 hm³/a en los años ochenta, de los que 32 hm³/a se destinaban a abastecimiento urbano, 11 hm³/a a uso industrial, 158 hm³/a a riego y 0,44 hm³/a a uso ganadero (López Geta et al., 1988).

El clima en la Plana de Castellón es típicamente mediterráneo, suave y húmedo, con una temperatura media anual de 17,8 °C, y valores medios extremos de 10,4 °C en enero y 25,0 °C en agosto. De este modo, los meses más fríos son enero y febrero, y los más calurosos mayo, junio y julio.

La precipitación media anual es de 467 mm, con mínimos muy marcados en verano (tres meses secos, de junio a agosto), y máximos en los meses de otoño (de septiembre a noviembre, por el efecto del fenómeno meteorológico denominado gota fría). Otro rasgo característico del clima es la existencia más de más 300 días de sol al año. La distribución mensual de los principales estadísticos climáticos se muestra en la tabla 1.1.

Los valores climatológicos extremos son 210,5 mm de precipitación máxima en un día (14 de octubre de 1962), 40,6 °C de temperatura máxima absoluta (22 de julio de 2009) y -7,3 °C de temperatura mínima absoluta (11 de febrero de 1956).

Tabla 1.1. Valores climatológicos en la Plana de Castellón (Agencia Estatal de Meteorología, 2015)

	Mes												Anual
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	
Temp. máx. media (°C)	15,3	16,2	18,5	20,5	23,4	27,3	30	30,3	27,6	23,5	18,8	15,8	22,3
Temp. media (°C)	10,6	11,3	13,4	15,4	18,5	22,5	25,3	25,6	22,9	19	14,3	11,4	17,5
Temp. mín. media (°C)	5,8	6,4	8,3	10,3	13,6	17,6	20,6	20,9	18,1	14,4	9,8	7	12,7
Precipitación (mm)	36	31	31	42	44	19	9	24	71	70	49	42	467

1.4. Marco geológico e hidrogeológico

La Plana de Castellón está situada en la confluencia de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica con la Cordillera Costero-Catalana y, como se ha comentado, ocupa una llanura costera mediterránea. Se trata de una unidad geomorfológica e hidrogeológica perfectamente definida, aunque integrada en un conjunto geológico más amplio, al que está estrechamente vinculada (figura 1.2).

Su génesis obedece a la colmatación de una cuenca neógena-cuaternaria en la cual sedimentos de esta edad se han depositado sobre materiales terciarios y mesozoicos. Por tanto, el estudio de los materiales de borde que la limitan puede proporcionar datos de gran interés, y permite un acercamiento a la configuración del sustrato sobre el que reposan los sedimentos de este sistema geológico-geomorfológico-hidrogeológico.

Los depósitos pliocuaternarios de la Plana de Castellón dan lugar a un importante acuífero detrítico de carácter libre, permeable por porosidad intergranular, que ocupa un área aproximada de 490 km², con una morfología superficial semejante a un triángulo cuyo lado mayor coincide con la línea costera (MASub 080.127, Plana de Castellón). Desde el punto de vista de la administración hídrica, la Plana de Castellón pertenece al Sistema de explotación Mijares – Plana de Castellón, de la Demarcación Hidrográfica de la Cuenca del Júcar (figura 1.3).

1.5. Antecedentes

Son numerosos los estudios realizados en la Plana de Castelló, tanto de índole geológica como hidrogeológica o hidrogeoquímica que han contribuido de manera más o menos significativa al conocimiento del área de estudio y sus alrededores.

En los años 70 y 80, el ITGE-IGME (Instituto Tecnológico Geominero de España-Instituto Geológico y Minero de España) y el SGOP (Servicio Geológico de Obras Públicas) realizaron los

primeros estudios serios sobre las características hidrogeológicas básicas del acuífero, aunque con una base geológica demasiado genérica.

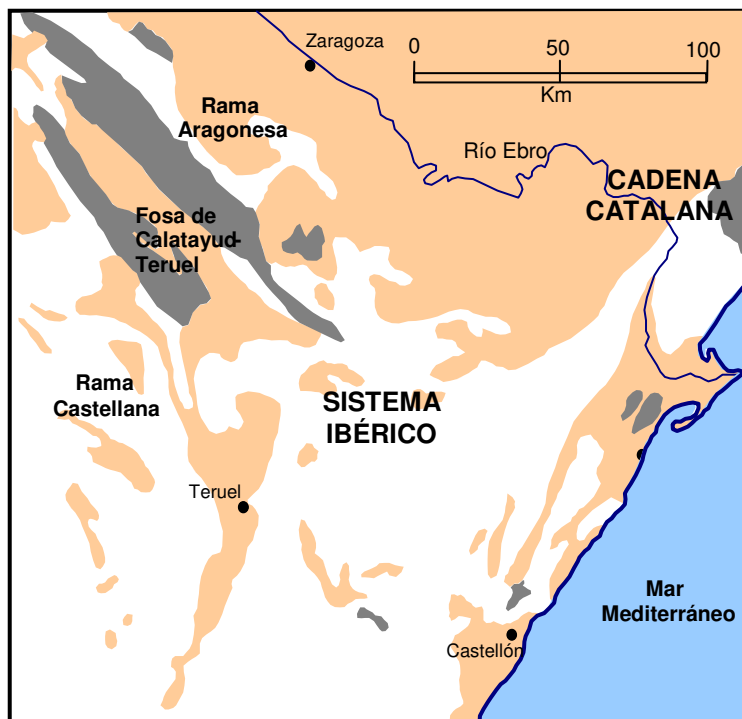


Figura 1.2. Ubicación geológica de la Plana de Castellón (Canerot, 1974)

También se han estudiado aspectos más específicos del acuífero, que abordan temas de contaminación o explotación, como los realizados por Esteller (1989), Esteller et al. (1989a) y Esteller y Morell (1991, 1993); estudios sobre la problemática de la salinización (Morell et al. 1987 ; Morell et al. 1988; Giménez 1988; Morell y Morell , 1990, 1991, 1992 ; Fidelibus et al. 1992 ; Escrig et al. 1993 ; Giménez 1994 ; Giménez et al. 2004; Renau-Llorens 2010); sobre reutilización de aguas residuales para riego y recarga artificial (Esteller et al. 1989b, 1993, 1994); contaminación por plaguicidas (Beltrán 1995) y contaminación por metales pesados (Escrig 1995; CHJ 1998; Morell et al. 1999; Morell et al. 2006; López-Gutiérrez et al. 2010; Renau-Llorens 2010). También se han estudiado aspectos relativos a la recarga artificial en la Plana de Castelló, como los realizados por Esteller (1994), Boi (2003) y Morell et al. (2010b).

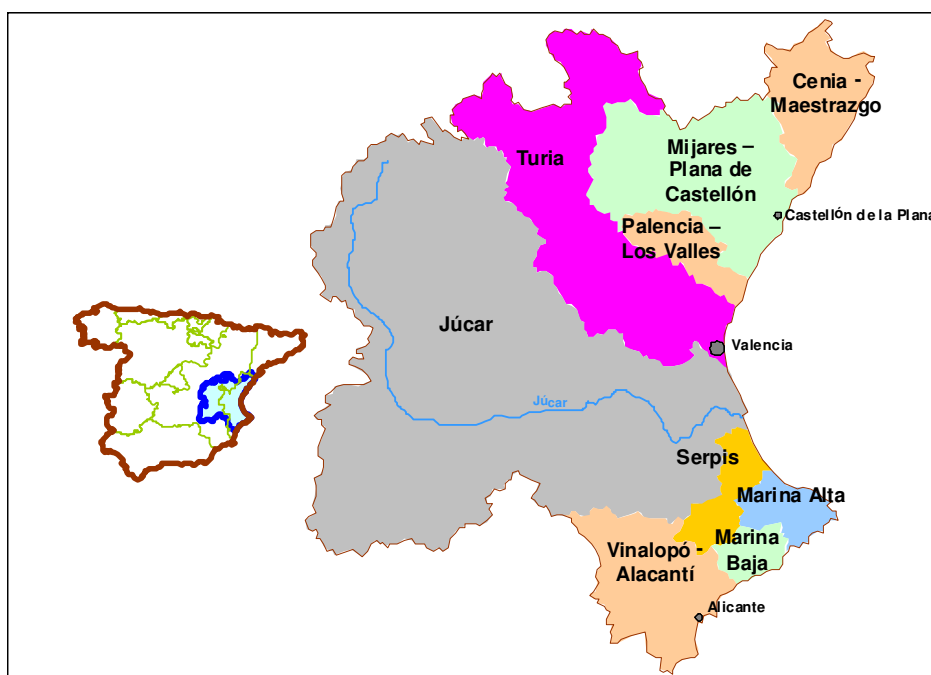


Figura 1.3. Sistemas de explotación de la cuenca del Júcar (Cabezas et al., 2008)

1.6. Estructura de la memoria

El presente trabajo se ha estructurado en nueve capítulos. En el Capítulo 1 (Introducción), se tratan los aspectos generales más importantes relacionados con el área de estudio: descripción general de la zona, incluyendo los aspectos que han llevado a su elección como área de estudio, situación geológica e hidrogeológica, así como los principales antecedentes relacionados con la geología e hidrogeología, explotación, contaminación y recarga artificial.

En el Capítulo 2 (Caracterización geológica e hidrogeológica) se exponen los rasgos geológicos e hidrogeológicos básicos del acuífero pliocuaternario de la Plana de Castellón, sus características litoestratigráficas y tectónicas así como su comportamiento piezométrico e hidroquímico. También se detallan las características geológicas e hidrogeológicas del área de La Rambleta, situada en la zona sur de la Plana de Castellón, dónde se ubica la actuación de recarga. En este caso se completa el estudio hidrogeológico con un detallado inventario de puntos acuíferos y campañas de tomografía de resistividad eléctrica, que permiten la definición de diferentes tramos acuíferos.

En el Capítulo 3 (Estudio de la piezometría) se describe la red de control establecida en la zona de estudio (area de La Rambleta) y se define la evolución temporal de la piezometría en el periodo de control (abril de 2012-octubre de 2014), así como su distribución espacial.

En el Capítulo 4 (Caracterización hidroquímica) se realiza la caracterización hidroquímica de la zona de estudio. Se describe la metodología de los muestreos y análisis realizados a las muestras. Posteriormente, se detallan las principales características de las aguas, con especial detenimiento en las aguas cloruradas y sulfatadas, pero también se definen otros rasgos hidroquímicos como la presencia de nitratos, los elementos minoritarios y traza y, finalmente, las sustancias prioritarias y contaminantes emergentes. Por otra parte, se ha aplicado un método de análisis estadístico basado en la lógica difusa (*Fuzzy logic*), que se recoge en artículo científico titulado *Identification of overlapping salinization processes in coastal aquifers by fuzzy logic methodology*, que está actualmente en proceso de revisión.

El Capítulo 5 (Estudio de la salinidad) aborda con detalle las características del proceso de intrusión marina. Por una parte, se ha desarrollado un método que describe la salinización por intrusión marina en los acuíferos costeros, por medio del denominado índice de intrusión SITE. Este trabajo se concretó en la publicación titulada *A Standardized Index for Assessing Seawater Intrusion in Coastal Aquifers: the SITE Index*, publicada en la revista *Water Resources Management* (Doi:10.1007/s11269-016-1433-4). Por otro lado, se ha definido espacialmente el proceso intrusivo en la zona La Rambleta-Nules-Moncófar, que presenta una clara geometría de domo salino (*upconing*) en el área de La Rambleta. Este estudio se refleja en el trabajo titulado *Spatial characterization of the seawater upconing process in a coastal Mediterranean aquifer (Plana de Castellón, Spain): evolution and controls*, publicado en la revista *Environmental Earth Sciences* (Doi: 10.1007/s12665-016-5531-7).

En el Capítulo 6 (Actuación de recarga artificial en La Rambleta) se realiza una revisión bibliográfica referente a la recarga artificial de acuíferos, con especial atención a las actuaciones de recarga artificial como métodos de lucha contra la intrusión marina. A continuación, se describe detalladamente el dispositivo de recarga artificial implantado en el área de La Rambleta y trabajos realizados en él: desarrollo y testificaciones geofísicas de los pozos de recarga, y ensayos de bombeo e inyección para conocer las características hidráulicas de la zona (permeabilidad, transmisividad y coeficiente de almacenamiento) y las características de los pozos de recarga así como sus pérdidas de carga. También se detalla la red de control específica constituida para el control de la experiencia de recarga y, finalmente, se describen las características físico-químicas del agua de recarga y los caudales de inyección durante la experiencia de recarga.

El Capítulo 7 (Caracterización hidrodinámica e hidrogeoquímica de la actuación de recarga) constituye el núcleo central de esta tesis doctoral, ya que se tratan los efectos que tienen lugar en el acuífero debidos a la actuación de recarga artificial. Se estudian las alteraciones hidrodinámicas asociadas a la inyección y los procesos hidrogeoquímicos que suceden debido al proceso de mezcla entre el agua de recarga y el agua nativa del acuífero, así como las interacciones entre el agua de mezcla y la matriz del acuífero. El capítulo tiene estructura de publicación científica, con el título provisional *Integrated hydrophysical-chemical approach of a managed aquifer recharge*

(MAR) scheme in a salinized coastal aquifer, pero se trata de un borrador que todavía no ha sido enviado a revisión para su publicación.

En el Capítulo 8 (Caracterización geofísica de la actuación de recarga) se caracteriza el alcance de la recarga mediante tomografía de resistividad eléctrica. Se evalúa la efectividad de la recarga artificial, se define la extensión de la pluma de recarga y la posible existencia de flujos preferenciales. Este capítulo se sintetiza en el trabajo titulado *Using electrical resistivity tomography to assess the effectiveness of managed aquifer recharge in a salinized coastal aquifer*, publicado en la revista *Environmental Monitoring Assessment*.

El Capítulo 9 recoge las principales conclusiones que se pueden extraer de la investigación realizada.

Capítulo 2

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA

2.1. Caracterización geológica

2.1.1. Geología de la Plana de Castellón

2.1.1.1. Características litoestratigráficas

2.1.1.2. Tectónica

2.1.2. Geología del área de La Rambleta

2.1.2.1. Inventario de puntos de agua

2.1.2.2. Prospección geofísica. Tomografía de resistividad eléctrica

2.1.2.3. Formaciones geológicas

2.2. Caracterización hidrogeológica

2.2.1. Hidrogeología de la Plana de Castellón

2.2.1.1. Parámetros hidrodinámicos

2.2.1.2. Características piezométricas

2.2.1.3. Características hidroquímicas

2.2.1.4. Balance hídrico

2.2.2. Hidrogeología del área de La Rambleta

2.2.2.1. Definición de acuíferos

2.2.2.2. Evolución de la piezometría

2.2.2.3. Características hidrogeoquímicas

2.1. Caracterización geológica

2.1.1. Geología de la Plana de Castellón

La Plana de Castellón es una llanura costera formada por la colmatación de una cuenca neógena-cuaternaria en la cual se han depositado sedimentos de esta edad sobre materiales terciarios y mesozoicos. Estos materiales circundantes, que conforman a su vez el substrato de los sedimentos neógeno-cuaternarios, son de edad mesozoica y se encuentran intensamente plegados y fracturados. Estas formaciones abarcan, con algunas lagunas, todos los periodos mesozoicos: Triásico, Jurásico y Cretácico.

2.1.1.1. Características litoestratigráficas

El Triásico se presenta en tres facies asimilables al tipo germánico: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, pero con grandes cambios laterales de litología y espesor (Arche y López-Gómez 1992). Sus afloramientos predominan en la Sierra de Espadán, que configura la mitad septentrional del borde occidental de la Plana, mientras que los materiales del Jurásico y el Cretácico, básicamente de naturaleza carbonatada, afloran de forma dispersa en el Macizo del Desierto de las Palmas, al norte, y en los alrededores de Onda, al oeste. El Terciario, ligado al sistema de fosas mediterráneas, abarca la totalidad del periodo Neógeno y aflora en el límite del sector centro-septentrional donde constituye la base del relleno pliocuaternario en algunos sectores (figura A1.1, en el anexo A1).

Los materiales de relleno de la cuenca son sedimentos neógenos y cuaternarios poligénicos, continentales, litorales y mixtos, coronados por un suave glacis que se prolonga hacia la actual línea de costa. Al sur de la línea Onda-Burriana predominan los materiales procedentes de las formaciones triásicas de la Sierra de Espadán, mientras que al norte de dicha alineación los sedimentos pliocuaternarios proceden esencialmente de la denudación de las formaciones jurásicas, cretácicas y terciarias que circundan la depresión por el norte y oeste. La secuencia litoestratigráfica tipo del área, así como las características generales de estas formaciones, son expuestas en los siguientes apartados y en la figura 2.1.

Triásico

Los materiales triásicos predominan en la Sierra de Espadán, donde afloran según un antiforme de alineación NW-SE (IGME 1985a), y se prolongan en profundidad bajo los depósitos miocenos y pliocuaternarios de la Plana, de los que conforman su base en la mayor parte de su mitad meridional. Se encuentran representados por tres facies diferentes.

Facies Buntsandstein (Tb): presenta grandes variaciones de potencia en función de la morfología del zócalo, y básicamente está formada por areniscas, areniscas ortocuarcíticas y arcillitas.

Facies Muschelkalk (Tm): se diferencian tres formaciones, dos carbonatadas a techo y a muro respectivamente, y una de carácter siliciclástico-evaporítico intercalada entre ambas (Arche y López-Gómez 1992, López-Gómez y Arche 1992).

Facies Keuper: está compuesta por arcillas y margas versicolores con intercalaciones de yesos. Es muy característica en todo el ámbito regional, y muy similar al tramo intermedio del Muschelkalk.

Jurásico

Los materiales jurásicos, fundamentalmente carbonatados, afloran de forma muy dispersa en la Sierra de Espadán, en las inmediaciones de Onda y en el Macizo del Desert de les Palmas, donde Canerot et al. (1985) describe la serie jurásica con unos 400 m de potencia. Estos materiales se encuentran bajo el relleno mioceno en el sustrato de la Plana de Castellón, tal como ponen de manifiesto diversas columnas litológicas de sondeos realizados por el ITGE (1989-90), e incluso llegan a aflorar en superficie en algunos puntos de la Plana.

Cretácico

Los materiales cretácicos se presentan en afloramientos aislados, más abundantes en el borde centro-norte de la Plana de Castellón y más escasos en el sector meridional. Se trata, básicamente, de sedimentos carbonatados, aunque también tienen cierta presencia los materiales margosos.

Materiales Terciarios

Aparecen ligados al sistema de fosas mediterráneas y corresponden a sedimentos de edad Mioceno inferior y medio. Sirven de base al relleno pliocuaternario de la Plana de Castellón en algunos sectores. El Mioceno inferior está formado, preferentemente, por conglomerados, areniscas y lutitas rojas o amarillentas con niveles de calizas con importantes cambios laterales de facies. Por su parte, el Mioceno medio está constituido por conglomerados, areniscas y lutitas rojas o pardo-amarillentas. En muchos casos se presenta discordante sobre el Mesozoico.

Materiales cuaternarios

Constituyen una unidad de acumulación donde los depósitos continentales alcanzan mayor extensión, frente a la escasez de sedimentos propios de ambientes marinos o costeros. También abundan depósitos de ambiente mixto marino-continentales, cordones litorales y áreas de marismas. Estos materiales se describen en los epígrafes posteriores atendiendo a la división morfogenética establecida por el IGME (1974).

Depósitos Continentales: se trata de un conjunto de sedimentos generados por mantos aluviales encostrados, depósitos de piedemonte, mantos de arroyada, depósitos anastomosados, depósitos de aguas torrenciales y terrazas fluviales (Pérez 1979), cuya composición es de conglomerados de cantos de calizas y areniscas redondeados, gravas de medias a gruesas, de

clastos redondeados con buena o media clasificación y matriz predominantemente arenosa, aunque localmente sea arcillosa, brechas heterométricas y polimícticas con tamaño de canto variable entre 5-15 cm, todos ellos englobados dentro de una matriz arcillosa o arenosa rojiza y con cemento calcáreo.

Depósitos Marinos: constituyen los cordones litorales formados por cantos conglomeráticos, aunque en ocasiones pueden constituir este tipo de depósitos arenas cuarcíticas y fragmentos de conchas.

Depósitos Mixtos: corresponden a abanicos aluviales de tipo deltaico, limos pardos y dunas litorales. Los primeros se desarrollan en las desembocaduras de los ríos Mijares y Veo, donde se obtiene una potencia de 150 m que refleja la fuerte subsidencia de la zona, así como la presencia de un régimen local de movimientos marinos sin corrientes litorales paralelas a la costa (Roselló 1963). Por su parte, los limos pardos rodean las albuferas colmatadas, y su origen debe relacionarse con el lavado de las arcillas rojas, mientras que las dunas litorales están formadas por arenas.

2.1.1.2 Tectónica

La Plana de Castellón, al igual que otras llanuras costeras mediterráneas, es una depresión de origen tectónico, formada durante el Terciario, fruto de la distensión neógena que determina la actual estructura de toda la franja costera, generando un complejo sistema de horst y grabens que continúa bajo el mar. La sedimentación en la mayor parte de estas depresiones comienza en el Mioceno y continúa hasta el comienzo del Plioceno Superior, momento en el que se produce un impulso tectónico que deforma la superficie deposicional y genera las grandes morfoestructuras de la región. Posteriormente, tiene lugar un proceso de acumulación de material detrítico que finaliza con la formación del sistema de glaciares de edad Villafranquiense.

Los procesos de fracturación que originaron la Plana de Castellón y retocaron posteriormente su morfoestructura, debieron prolongarse a lo largo del Plioceno Superior. Y, pese a que ninguno de los sedimentos presenta síntomas claros de una tectónica reciente, hay que señalar la disparidad entre los cinco niveles escalonados de la red fluvial y la casi inexistencia de terrazas marinas levantadas. Esto induce a pensar en la presencia de una flexura continental que eleva los materiales hacia el continente y los hunde hacia la actual línea de costa. Paralelamente, se detecta un movimiento positivo del continente que colmata las albuferas y provoca la formación del cordón dunar subfósil y la elevación del cordón litoral (IGME 1974).

2.1.2. Geología del área de La Rambleta

El conocimiento geológico pormenorizado del área de la Rambleta se ha realizado por medio de un exhaustivo inventario de pozos y sondeos y de sus correspondientes columnas litológicas, y de la realización de varias campañas de tomografía eléctrica.

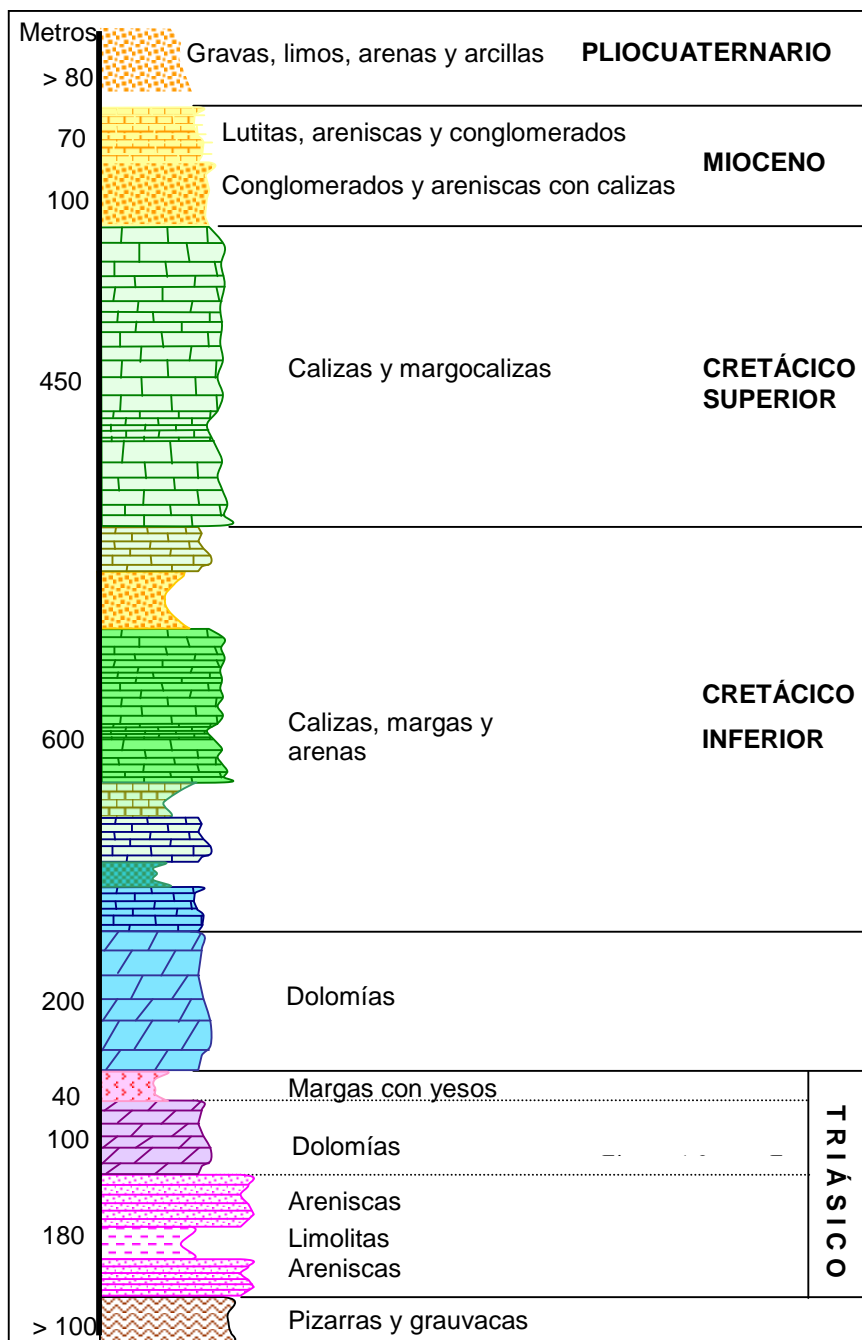


Figura 2.1. Columna litoestratigráfica sintética de la Plana de Castellón y su entorno (Renau-Llorens 2010)

2.1.2.1. Inventario de puntos de agua

Se ha partido del inventario de puntos de agua procedente de la base de datos AGUAS, del archivo de puntos acuíferos del IGME y de los archivos de la UJI, que se ha completado con la información facilitada por la Comunidad General de Regantes de Vall de Uxó, las bases de datos de las redes de control de la CHJ y, finalmente, mediante el trabajo de campo realizado durante los meses de febrero a agosto de 2012. La zona investigada se ha enmarcado en el rectángulo limitado en el oeste y en el este por las coordenadas X 738.000 y 745.500, respectivamente, y en el sur y en el norte por las coordenadas Y 4.409.700 y 4.415.250, respectivamente.

Se han inventariado 115 pozos (figura 2.2). Además de sus características generales (coordenadas, cota, profundidad, características constructivas, etc.) se ha recopilado la información de 33 columnas litológicas.

2.1.2.2. Prospección geofísica. Tomografía de resistividad eléctrica

Para conocer con mayor detalle la estructura geológica de la zona y las características de los materiales geológicos del área de estudio se han realizado dos campañas de tomografía de resistividad eléctrica (ERT). En la primera campaña, llevada a cabo el 8 y 9 de mayo de 2012, se realizaron 4 perfiles; en la segunda campaña (2 y 3 de julio de 2013) se realizaron 2 perfiles complementarios a los anteriormente citados, localizados en el entorno de los sondeos de recarga (figura 2.3).

La prospección geofísica por ERT permite determinar la distribución de la resistividad en el subsuelo mediante la realización de lecturas en superficie. Las medidas se obtienen introduciendo corriente en el terreno a través de un par de electrodos denominados de "corriente" y midiendo la diferencia de potencial creada mediante otro par de electrodos denominados de "potencial". La resistividad de las formaciones geológicas está relacionada con la litología, la porosidad, el fluido de relleno de poros, el grado de saturación de la roca y la temperatura, por lo que se puede establecer una correlación entre las resistividades obtenidas y la naturaleza de los materiales existentes en el subsuelo.

Como se ha indicado, en la primera campaña se han ejecutado 4 perfiles (Perfiles 1, 2, 3 y 4) con una longitud total de 4.200 m (dos de 1.200 y dos de 900 m) mientras que, en la segunda campaña se ejecutaron 2 perfiles con una longitud total de 2.400 m (1.200 m cada uno) (tabla 2.1 y figura 2.3).

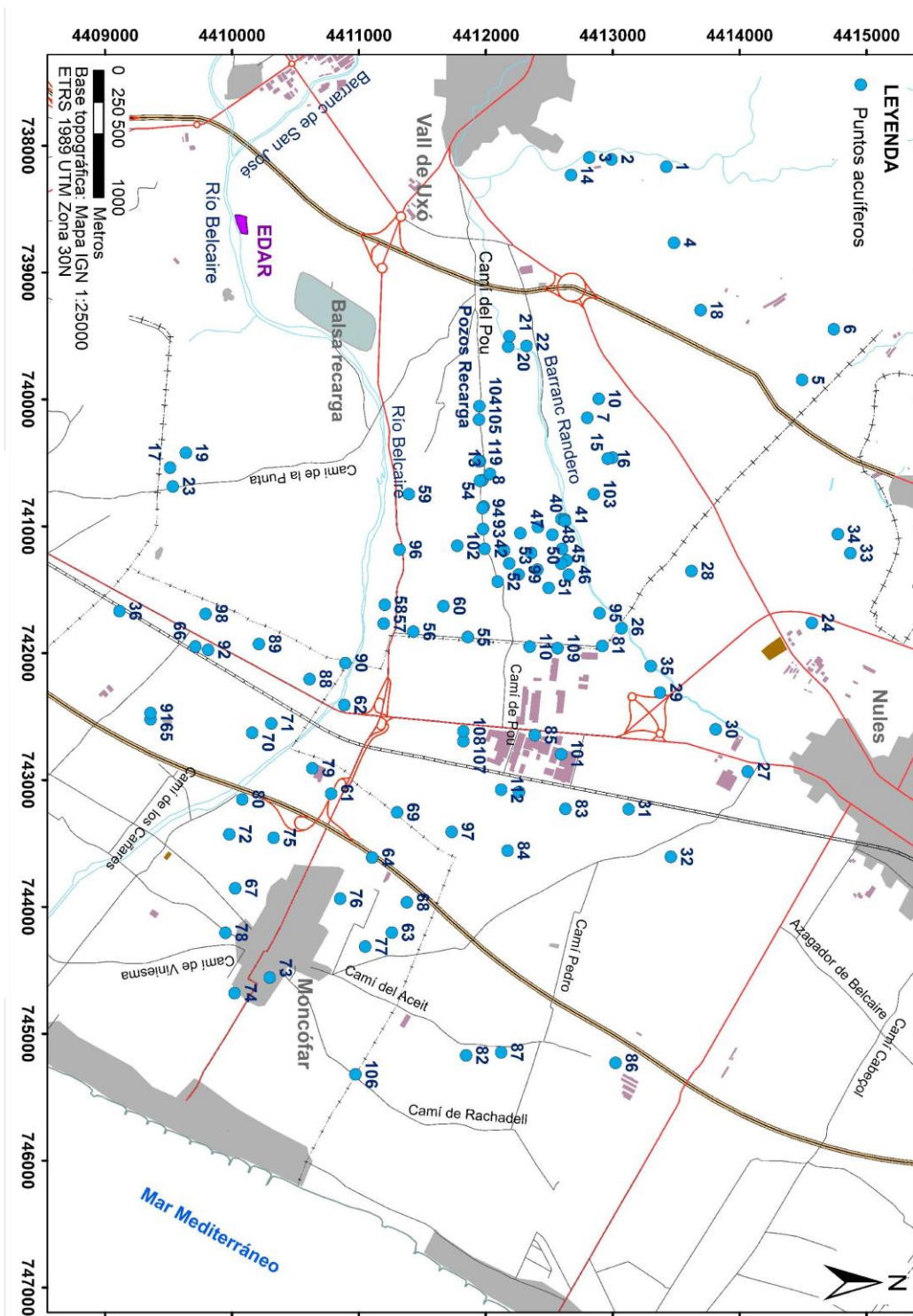


Tabla 2.1. Características generales de los perfiles de ERT

Parámetros de medición			
Perfil	Dispositivo	Espaciado interelectródico (m)	Longitud (m)
Perfil 1	Wenner/PI	15	1.200
Perfil 2	Wenner/PI	15	1.200
Perfil 3	Wenner	15	900
Perfil 4	Wenner	15	900
Perfil 5	Wenner/PI	15	1.200
Perfil 6	Wenner/PI	15	1.200

Perfil 1

Con orientación oeste-este y una longitud de 1.200 metros, este perfil discurre paralelo al barranco Randero. La inversión del perfil mediante ajuste por mínimos cuadrados ha conseguido un error cuadrático del 10,4 %. A partir de los valores obtenidos se ha seleccionado una paleta de colores que cubre el rango de resistividades entre 10 y 200 Ωm , con el que se obtienen los resultados expuestos en la figura 2.4.

En este gráfico se ha incluido la columna litológica del sondeo 41 (figura 2.4) con objeto de establecer las correspondencias entre las resistividades obtenidas y la litología del subsuelo. Así, los valores más resistivos observados en la zona más superficial, superiores a los 80 Ωm , se atribuyen a materiales no saturados con predominio de gravas y arenas dentro de una matriz arcillosa. Los valores de baja resistividad (inferiores a 50 Ωm y descendiendo en la zona central hasta 10 Ωm) obtenidos a partir de 25-30 m de profundidad, y hasta 100 m, se asignan a sedimentos saturados afectados por la salinidad del agua de saturación. Estos sedimentos corresponden a conglomerados, gravas, arenas y arcillas, saturados con agua de cierta salinidad. Por último, en los niveles más profundos, a partir de 100-110 m, se detectan materiales más resistivos (70-100 Ωm), atribuidos a limolitas, margas, arenas y conglomerados saturados con agua dulce que, a su vez, corresponderían a un tramo acuífero más profundo, con flujos posiblemente ascensionales.

Perfil 2

Este perfil, con una longitud de 1.200 metros y orientación oeste-este, se sitúa a unos 400 m al sur del perfil 1 y más o menos paralelo a este. El resultado de la inversión de este perfil se observa en la figura 2.5, representada con la misma paleta de colores que el Perfil 1.

Se observa el mismo nivel resistivo superficial que en el Perfil 1, con resistividades por encima de 80 Ωm , mientras que el nivel subyacente muestra valores menos conductivos, lo que indicaría una menor salinidad del agua de saturación. Los valores de resistividad se sitúan entre 30 y 60 Ωm . Este nivel presenta, además, un mayor espesor en la parte occidental del perfil, disminuyendo hacia el este. El tramo resistivo inferior, con resistividad entre 60 y 100 Ωm , sigue esa misma tendencia, más profundo en la parte occidental y algo menos en la parte oriental, donde se detecta a una profundidad de 100-110 m.

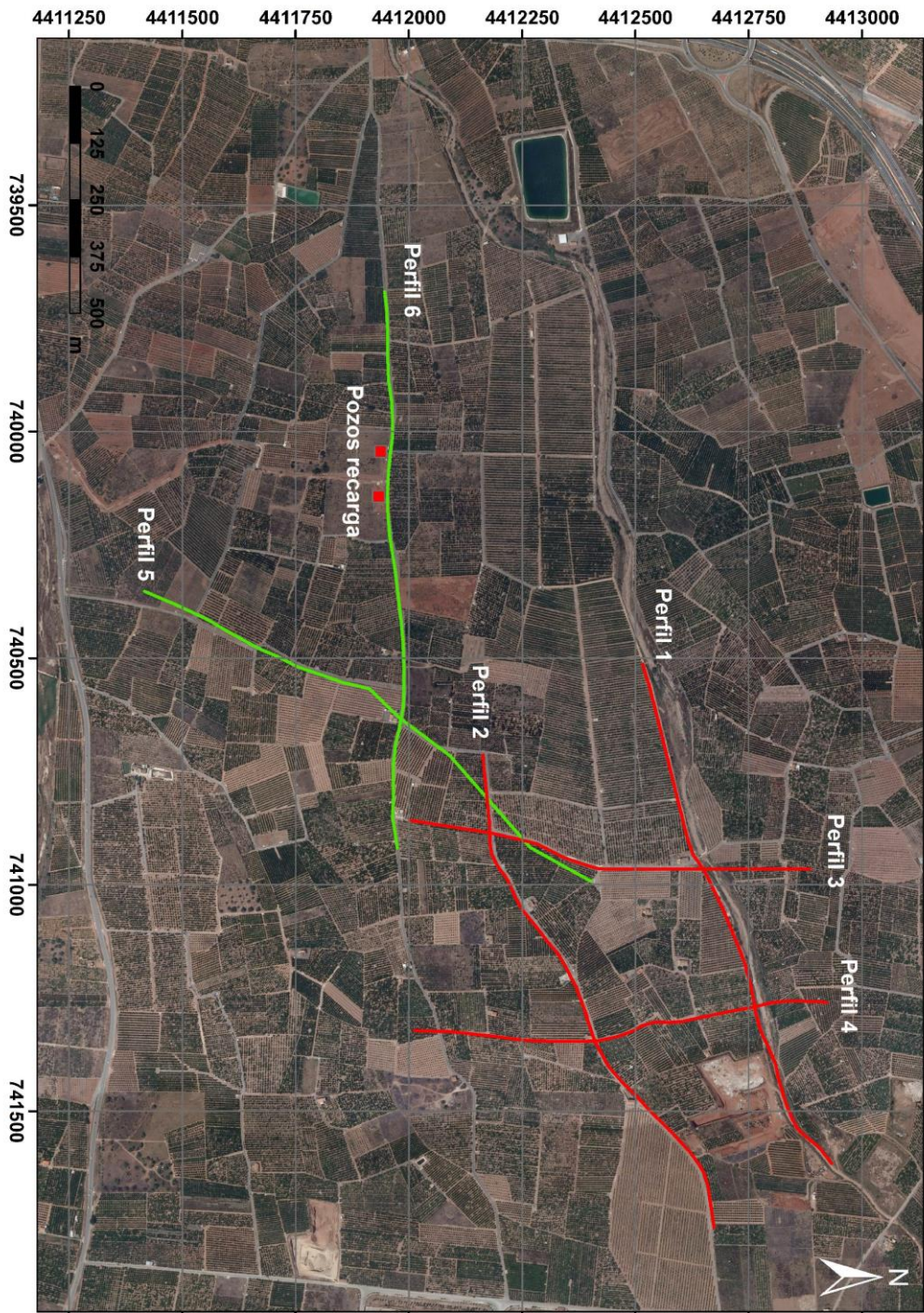


Figura 2.3. Localización de los perfiles geofísicos. Líneas rojas: perfiles realizados en la primera campaña (mayo de 2012). Líneas verdes: perfiles realizados en la segunda campaña (julio de 2013)

Perfiles 3 y 4

Son perfiles de 900 metros de longitud cada uno, con orientación norte-sur, perpendiculares a los dos anteriores, a los que cortan en su parte occidental (Perfil 3) y oriental (Perfil 4). La profundidad obtenida es menor que en los dos perfiles anteriores, y se detectan dos zonas con diferentes resistividades. Una franja superior, que correspondería a la zona no saturada, con resistividades superiores a 70 Ω m, y una franja inferior, que correspondería a la zona saturada y que presenta menores resistividades (figuras 2.6 y 2.7).

El Perfil 3 muestra una buena coherencia con los perfiles 1 y 2 en las zonas de intersección, donde se confirma la mayor conductividad eléctrica detectada la zona norte del área de estudio, con resistividades en su parte central-norte de 20-50 Ω m, mientras que parte central-sur presenta valores de 50-70 Ω m. El Perfil 4 reproduce el mismo modelo, pero presenta peores correlaciones con los perfiles horizontales.

Perfil 5

Este perfil forma parte de la segunda campaña de geofísica, realizada en julio de 2013 en la zona oeste de La Rambleta, donde se sitúan los pozos de recarga. Presenta una longitud de 1.200 metros y una orientación oeste-este. La inversión del perfil mediante ajuste por mínimos cuadrados ha conseguido un error cuadrático del 3,6 %. A partir de los valores obtenidos se ha seleccionado una paleta de colores que cubre el rango de resistividades entre 10 y 250 Ω m, con el que se consiguen los resultados expuestos en la figura 2.8.

Los valores más resistivos observados en la zona más superficial, superiores a 80 Ω m, se atribuyen a materiales no saturados con predominio de gravas y arenas dentro de una matriz arcillosa. Los valores de baja resistividad (inferiores a 50 Ω m) obtenidos a partir de 45 m de profundidad se asignan a sedimentos permeables de carácter detrítico, formados por conglomerados, gravas, arenas y arcillas, saturados con agua de cierta salinidad.

En este perfil no se distingue el cambio de litología a partir de 100 metros de profundidad que se infería en los perfiles 1 y 2. Puede deberse a que no exista dicho cambio y la franja compuesta por gravas, arenas y arcillas se prolongue hasta 180 m, o que la profundidad de investigación en esta campaña haya sido menor que la campaña precedente. La resolución de la ERT disminuye con la profundidad y está relacionada con la longitud en superficie del perfil. Así, las profundidades máximas de investigación se pueden estimar para la zona central en 120-180 m para los perfiles de 1.200 m, que constituyen el 10-15% de la longitud en superficie del perfil (Perri et al. 2012, Parsekian et al. 2014). En esta segunda campaña, las condiciones del terreno son mucho más secas debido a la falta de lluvias y algunos electrodos tuvieron que ser anulados por diferentes causas (vallas, terrenos duros o inaccesibles, etc.), de modo que se considera que la profundidad de investigación ha sido menor que en la primera campaña y no se puede asegurar que no haya un cambio de litología a partir de 100-120 m.

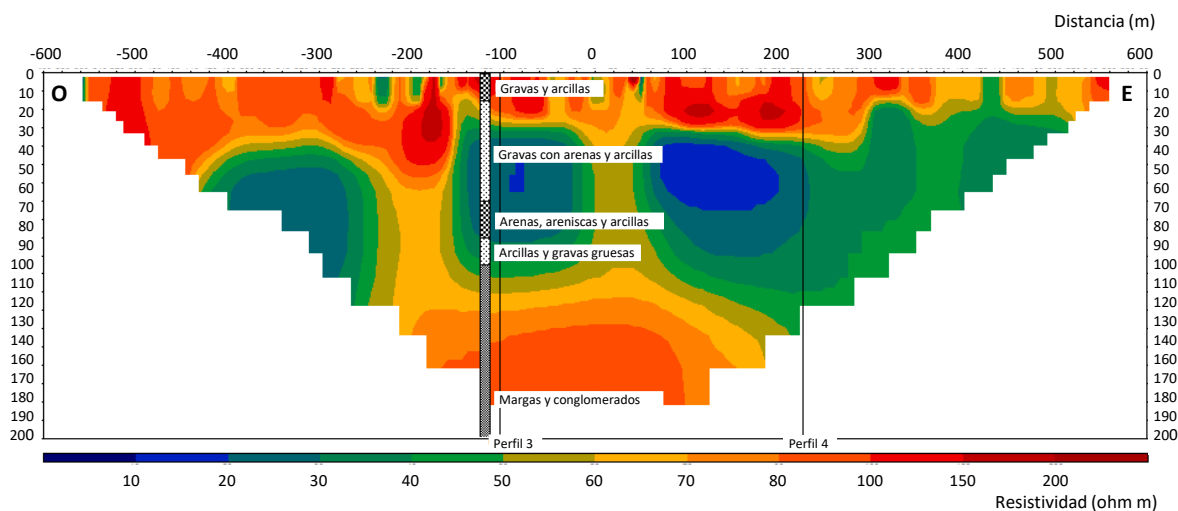


Figura 2.4. Resistividades obtenidas en el Perfil 1. Líneas verticales: cruces con perfiles 3 y 4

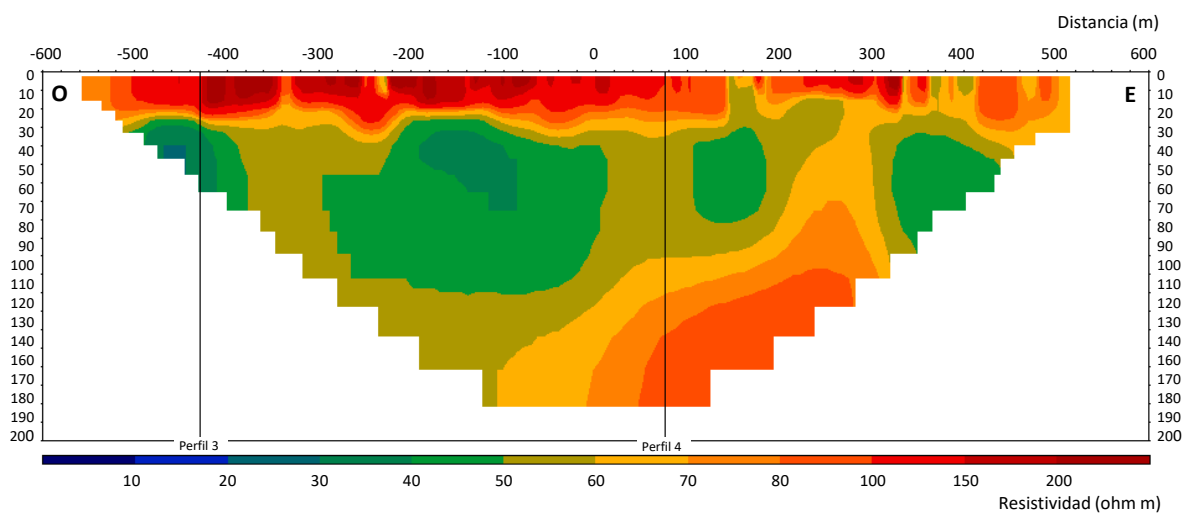


Figura 2.5. Resistividades obtenidas en el Perfil 2. Líneas verticales: cruces con perfiles 3 y 4

Perfil 6

Este perfil, con una longitud de 1.200 y orientación suroeste-noreste, se sitúa más o menos perpendicular al Perfil 5. La inversión del perfil mediante ajuste por mínimos cuadrados ha conseguido un error cuadrático del 2,7 %. El resultado de la inversión se muestra en la figura 2.9, representada con la misma paleta de colores que el perfil anterior. En él se detecta el mismo nivel resistivo superficial que en el Perfil 5, mientras que el nivel conductor subyacente muestra valores algo menos conductores, lo que podría indicar una menor salinidad del agua de saturación.

Hacia la parte suroeste del perfil se observa un ligero incremento de la resistividad, lo que puede interpretarse de dos formas: por la existencia de aguas menos salinas o por la presencia de formaciones más resistivas, bien debido a una fractura o bien a un cambio hacia facies detríticas más groseras.

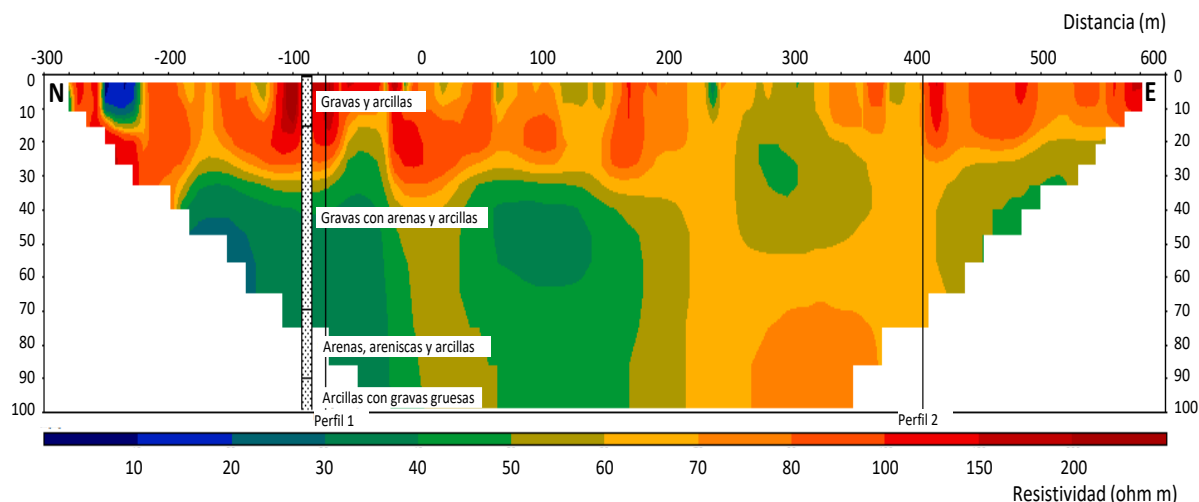


Figura 2.6. Resistividades obtenidas en el Perfil 3. Líneas verticales: cruces con perfiles 1 y 2

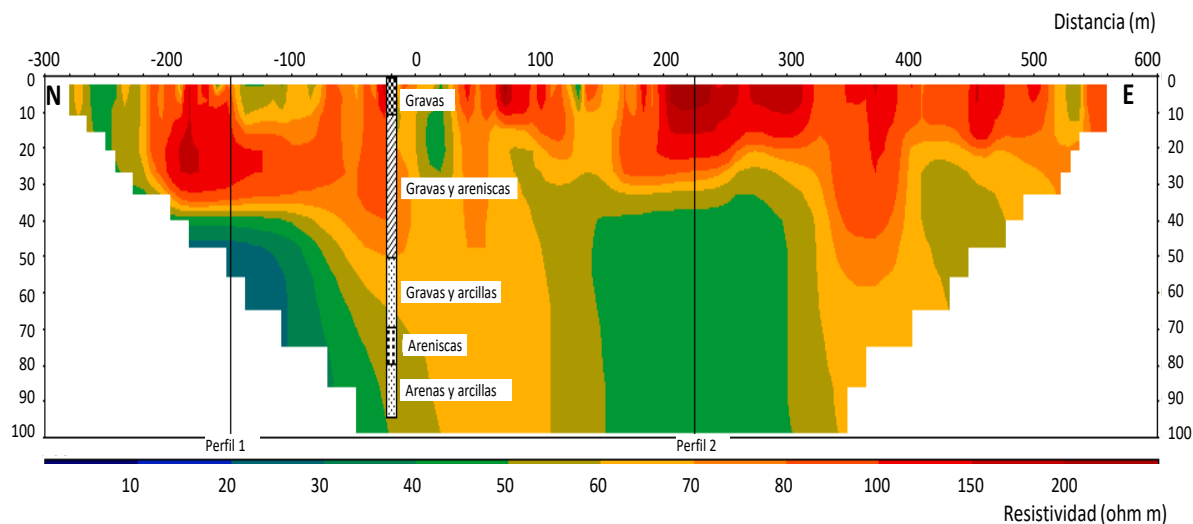


Figura 2.7. Resistividades obtenidas en el Perfil 4. Líneas verticales: cruces con perfiles 1 y 2

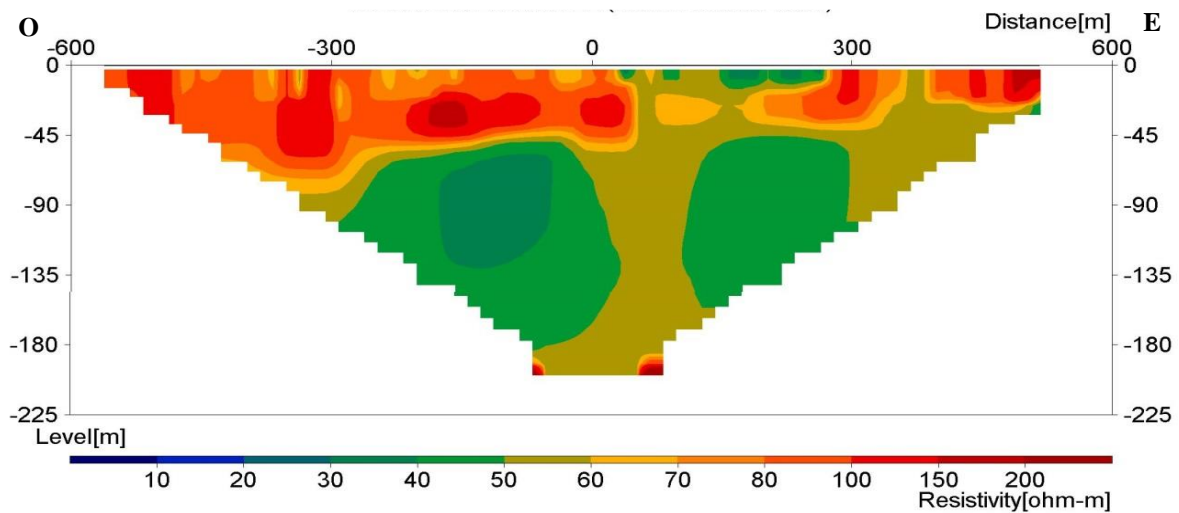


Figura 2.8. Resistividades obtenidas en el Perfil 5

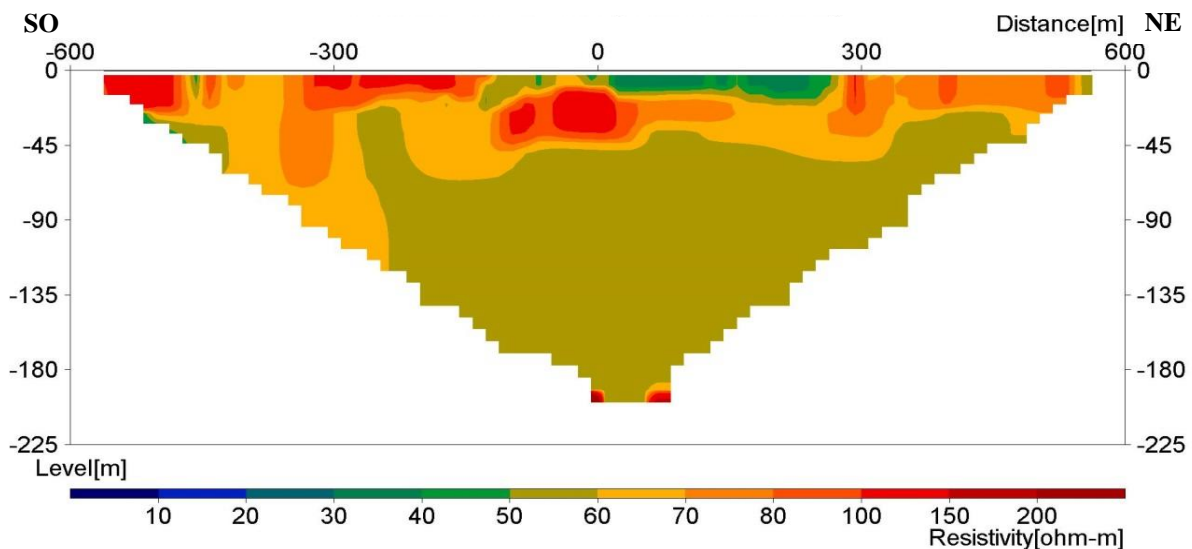


Figura 2.9. Resistividades obtenidas en el Perfil 6

Conclusiones de la campañas de geofísica

La interpretación de las campañas de tomografía eléctrica realizadas ha permitido establecer la presencia en la zona investigada de sedimentos detríticos de relleno de cuenca, en los que se han podido distinguir tres tramos:

- Tramo resistivo superior, atribuido a gravas, arenas, areniscas, conglomerados y arcillas no saturadas de agua, que va desde la superficie hasta 25-30 m de profundidad en la zona

más oriental y hasta 45 m en la zona más occidental, donde se sitúa el nivel piezométrico de cada área. En este tramo la resistividad presenta valores mayores de 80 Ωm (80-200 Ωm)

- Tramo conductor intermedio, compuesto por materiales permeables saturados por agua de cierta salinidad, y con litologías similares a las del tramo superior, que se extiende entre 25-30 m y 100-110 m de profundidad. Este tramo es más conductor en la zona norte de La Rambleta, probablemente debido a una mayor salinidad. En los perfiles norte-sur se muestra esta diferencia de conductividad. Así, las zonas más conductoras se encuentran en el Perfil 1 con valores de 10 Ωm en su parte central. Sin embargo, en general, los valores de resistividad se sitúan entre 30 y 60 Ωm .
- Tramo resistivo inferior con valores (60-100 Ωm) atribuidos a materiales compuestos por limolitas, margas, arcillas y conglomerados saturados con agua de baja salinidad. Este tramo no se ha diferenciado en los Perfiles 5 y 6 de la segunda campaña, debido probablemente a que la resolución vertical en esta segunda campaña ha sido inferior.

2.1.2.3. Formaciones geológicas

Las formaciones geológicas existentes en la zona de estudio corresponden a depósitos aluviales y coluviales pliocuaternarios dispuestos sobre sedimentos miocenos continentales, mixtos y de plataforma somera, bajo los que se encuentra un substrato mesozoico de naturaleza variable. A partir de los resultados obtenidos por la prospección geofísica realizada y de las columnas litológicas de los sondeos existentes, se ha podido establecer el esquema tectosedimentario del área investigada, en el que se diferencian cuatro conjuntos litológicos:

- Formación detrítica superior
- Nivel de arcillas con cantos
- Formación detrítica inferior
- Substrato mesozoico

Formación detrítica superior

Se trata de un conjunto de materiales de edad pliocuaternaria y origen continental constituido esencialmente por gravas de carácter poligénico, arcillas, arenas y areniscas, de 60 a 110 m de espesor (figura 2.10 y figura 2.11). Corresponden a sedimentos producto de la erosión y denudación de los relieves localizados al oeste, que dan lugar a la formación de mantos aluviales, a veces encostrados, depósitos de pie de monte, mantos de arroyada, abanicos aluviales, coluviones y terrazas aluviales. Las gravas predominan en los metros más superficiales, con un incremento en el contenido de arena con la profundidad.

Nivel de arcillas con cantos

En la base del conjunto de materiales anteriormente descrito, y con su misma edad, se puede diferenciar en la mayor parte del área de estudio un horizonte de arcillas con cantos. Su espesor

máximo es de 20 m, con una media de 12 m, y un acuñaamiento hacia el sur y oeste por cambio lateral de facies, donde pasa gradualmente a areniscas, e incluso llega a desaparecer en las áreas más cercanas a los relieves occidentales.

Formación detrítica inferior

Bajo las litologías anteriores, en disposición subhorizontal y mediante superficie erosiva, se encuentra una formación atribuida al Mioceno compuesta por limolitas y arcillas con niveles de areniscas, arenas y conglomerados poligénicos. Su espesor, creciente hacia la costa, está entre 50 y 100 m, aunque puede llegar a estar ausente en la zona meridional por efecto de la elevación del substrato mesozoico en este sector. Los conglomerados presentan una morfología en paleocanales, mientras que en las areniscas son comunes las formas estratificadas y lentejonares.

Materiales mesozoicos

Infrayacentes a todas las anteriores formaciones, y también mediante contacto erosivo, se localizan materiales de diferente naturaleza y edad mesozoica sometidos a intenso plegamiento y fracturación. Suelen corresponder a formaciones triásicas: calizas, margas y dolomías de la facies Muschelkalk, areniscas ortocuarcíticas y limolitas del Buntsanstein, y margas con yesos de facies Keuper. En menor medida se detectan formaciones jurásicas y cretácicas, integradas en este caso esencialmente por calizas, dolomías y margas. Estas formaciones se encuentran a profundidad creciente en dirección a la costa, y van desde cotas próximas al nivel del mar en el borde occidental del área de estudio hasta 200 b s.n.m (figura 2.12). En general, conforman un paleorelieve fosilizado por las formaciones suprayacentes, por lo que, dentro de este contexto, pueden existir elevaciones respecto al resto, como en el borde nororiental del área de estudio

2.2. Caracterización hidrogeológica

2.2.1. Hidrogeología de la Plana de Castellón

La formación acuífera de la Plana de Castellón (MASub 080.127, Plana de Castellón) está constituida por niveles y lentejones de cantos, gravas y arenas, que se intercalan y engloban dentro de un conjunto limo-arcilloso, conformando una única unidad acuífera de edad pliocuaternaria. Pueden reconocerse, sin embargo, dos formaciones: una superior constituida por cantos, gravas y arenas con una importante proporción de materiales finos, y otra inferior en la que la proporción de arcillas es mayor. La permeabilidad de la formación superior es bastante elevada, mientras que los niveles inferiores son de permeabilidad mucho más reducida (IGME 1983).

El conjunto descansa indistintamente sobre materiales mesozoicos de permeabilidad variable que pueden constituir un segundo acuífero, o sobre sedimentos impermeables terciarios e incluso mesozoicos (ITGE 1989-90) que, en este caso, constituirían la base impermeable del sistema.

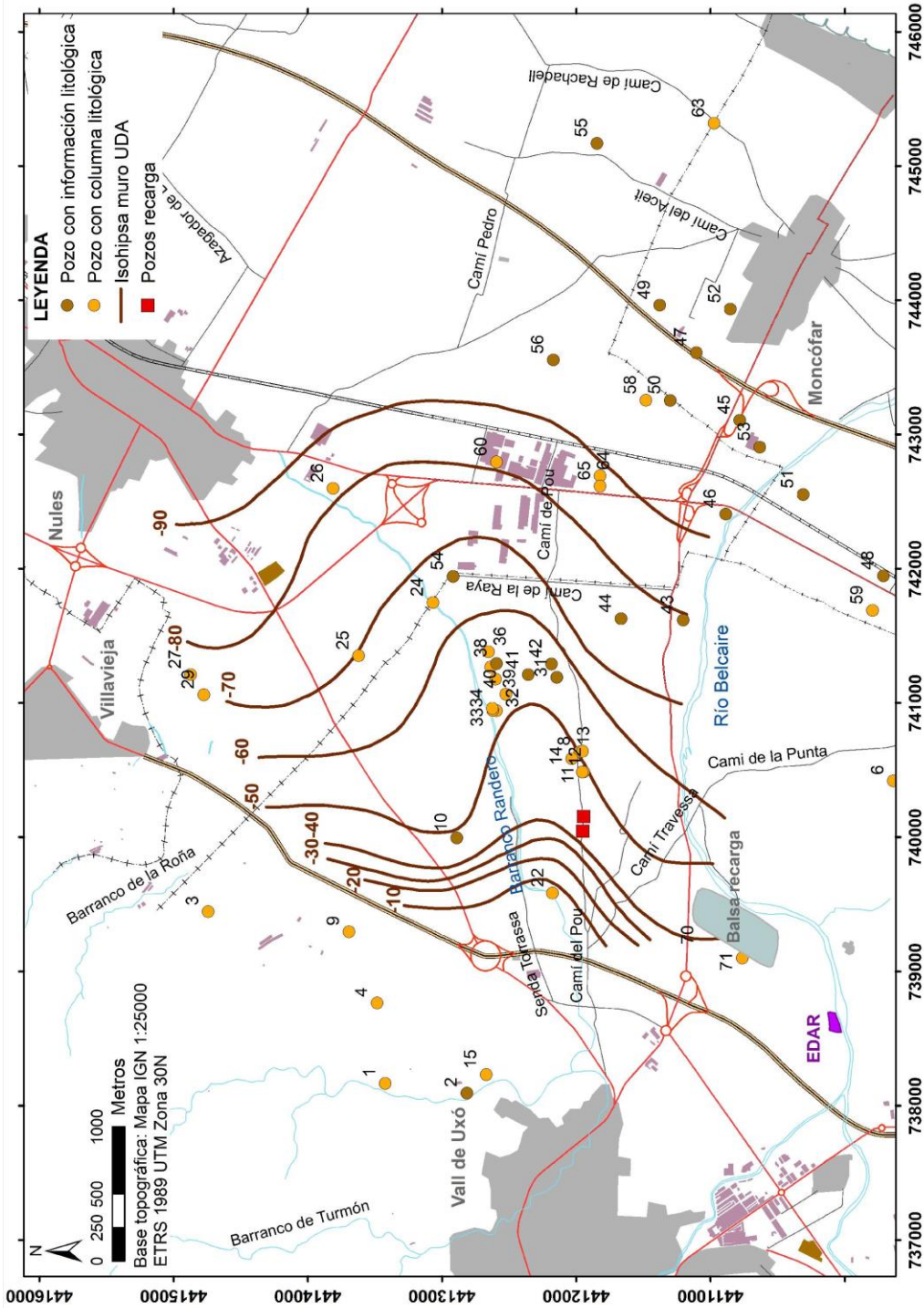
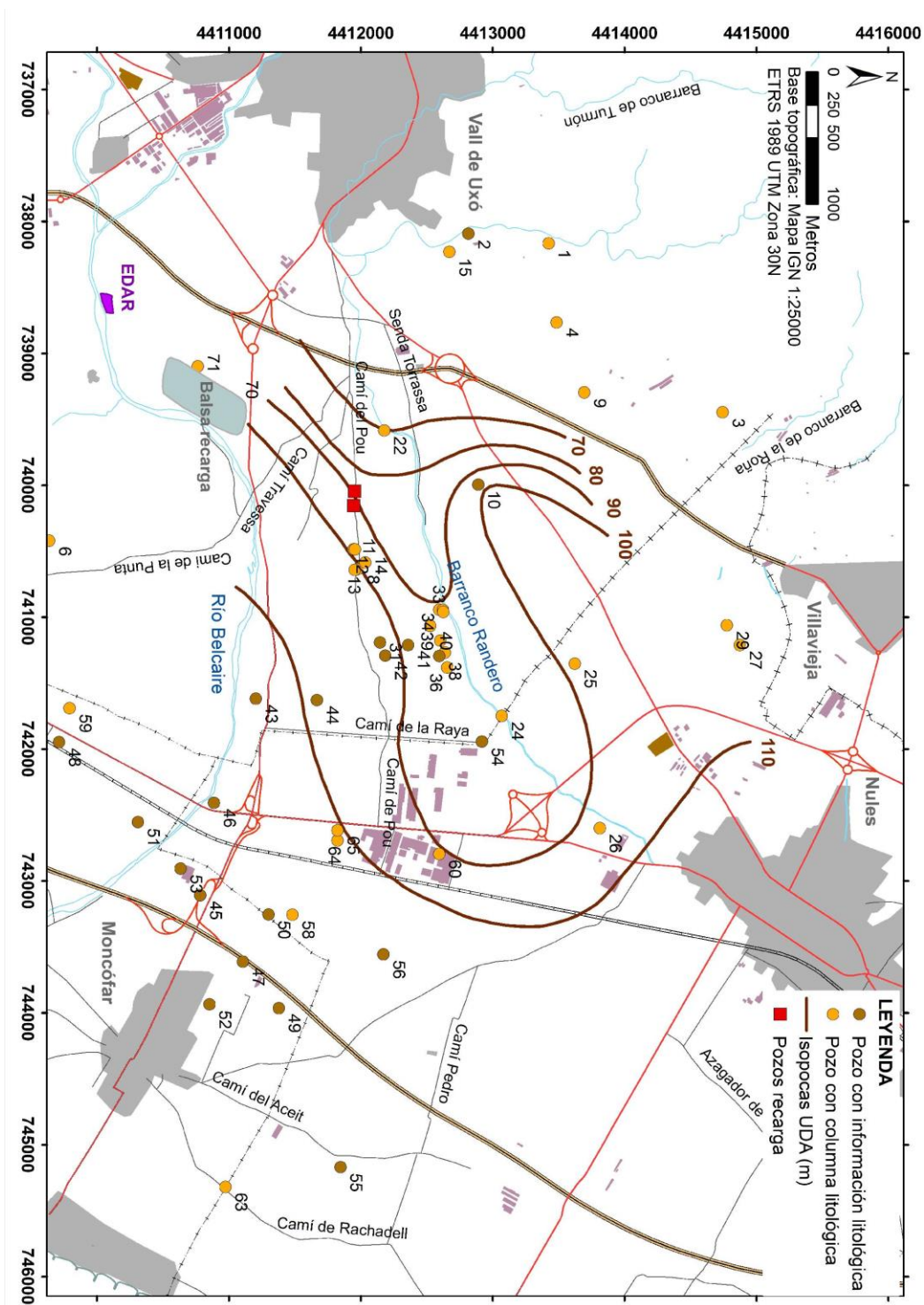


Figura 2.10. Isoprofundidades (m s.n.m.) del tramo superior detrítico

Figura 2.11. Isopacas (m) del tramo superior detrítico



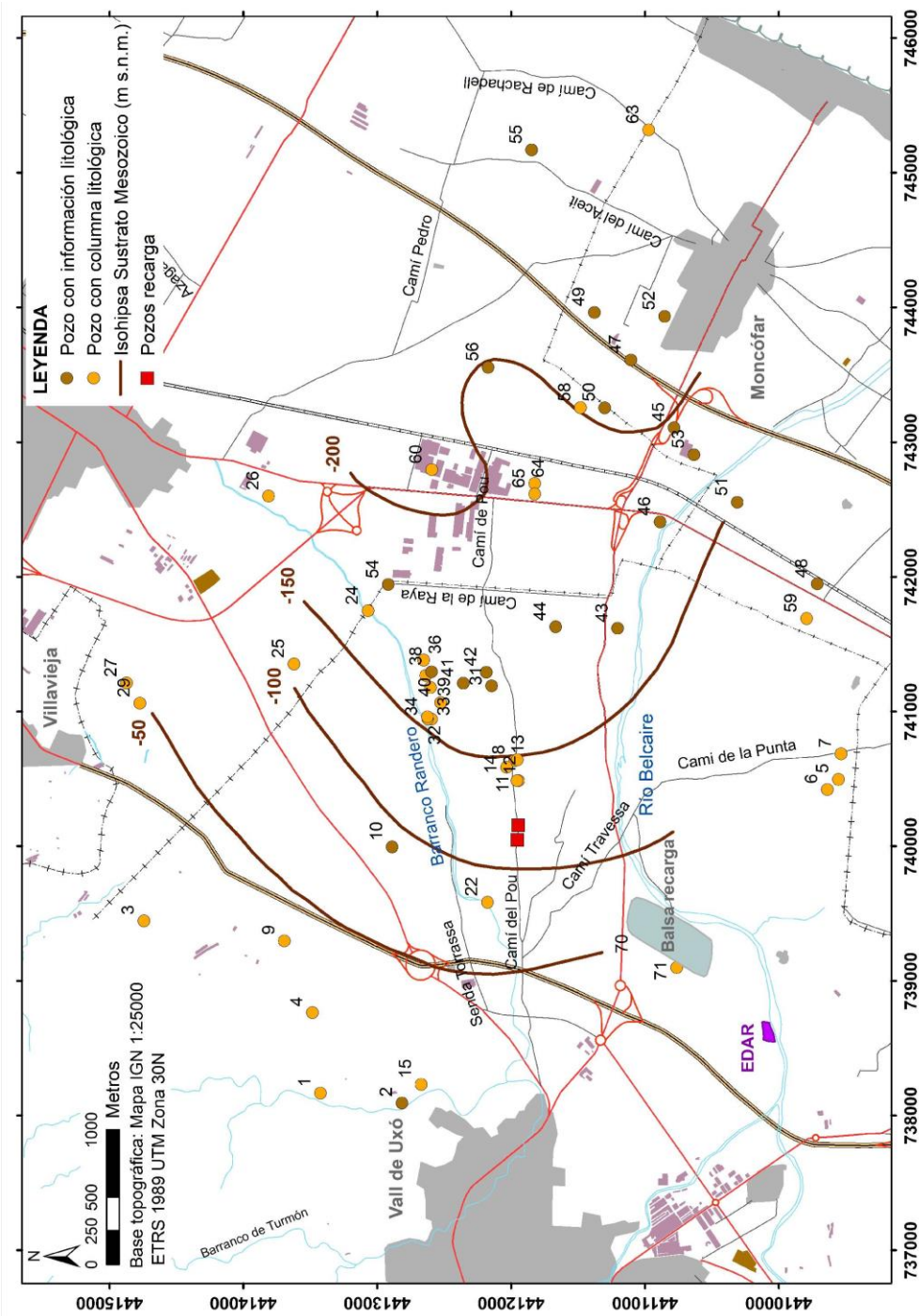


Figura 2.12. Mapa de isoprofundidades (m s.n.m.) del sustrato mesozoico

Los materiales que constituyen el acuífero presentan gran heterogeneidad y escasa continuidad litológica, con frecuentes cambios laterales de facies y depósitos de geometría lenticular. Esta circunstancia da lugar a que el acuífero sea de tipo multicapa, con tramos alternantes de distinta permeabilidad que generan varios horizontes acuíferos superpuestos. Sin embargo, la conexión hidráulica entre los diferentes horizontes permeables, bien natural o a través de las captaciones realizadas, hace que se trate al conjunto pliocuaternario como una única unidad acuífera, de permeabilidad elevada, aunque diferente en función del contenido de materiales finos y de la estructura sedimentaria.

La potencia de la formación detrítica es muy variable, como consecuencia de la morfología del sustrato (ITGE-GIMARN 1992), y normalmente aumenta hacia la costa. Los espesores más frecuentes están comprendidos entre 50 y 200 m, con el valor medio de 70 m (IGME 1984).

2.2.1.1. Parámetros hidrodinámicos

En concordancia con las características litológicas, los parámetros hidrodinámicos del sistema son extraordinariamente variables. Los autores consultados coinciden en admitir que existen áreas de transmisividad muy diferente (SGOP 1977, IGME 1984, ITGE 1989-90, ITGE-GIMARN 1992) con un rango comprendido entre valores inferiores a 500 m²/día y superiores 6.000 m²/día aunque la mayoría se sitúa entre 1.500 y 6.000 m²/día; los máximos se encuentran en la zona costera y en el área comprendida entre Almassora, Vila-real y Vall de Uxó. En relación a otros parámetros hidráulicos, los valores del coeficiente de almacenamiento se sitúan entre 5 y 15%, propios de un acuífero detrítico libre, con máximos en el entorno del río Mijares. Por otra parte, los caudales específicos oscilan entre 1 y 20 L/s/m, aunque normalmente están comprendidos entre 5 y 10 L/s/m, mientras la permeabilidad varía entre 30-50 y 100-120 m/día (IGME 1987, ITGE 1989-90).

2.2.1.2. Características piezométricas

En general, la superficie piezométrica del acuífero decrece de oeste a este, de las zonas de mayor cota topográfica hacia el mar Mediterráneo. Según esta disposición general la circulación del agua subterránea del sistema sigue una dirección O-E, desde el interior hacia la costa (figura 2.13).

En la zona costera se encuentran cotas piezométricas entre 10 y 0 m s.n.m., mientras que en los sectores más interiores se alcanzan 60 m s.n.m. A pesar de esta disposición general, en algunas zonas han existido niveles piezométricos por debajo del nivel del mar, circunstancia que habitualmente se atribuye a la fuerte sobreexplotación que soportan estos sectores. A lo largo de los años se producen oscilaciones que reflejan la alternancia de periodos secos y húmedos, coincidentes, a su vez, con incrementos y descensos de los bombeos. Las áreas que más acusan las épocas secas, y que llegan a alcanzar cotas por debajo del nivel del mar, se localizan en los extremos norte y sur del acuífero, especialmente en el sector comprendido entre Nules, Moncófar y Vall de Uxó (Giménez 1994).

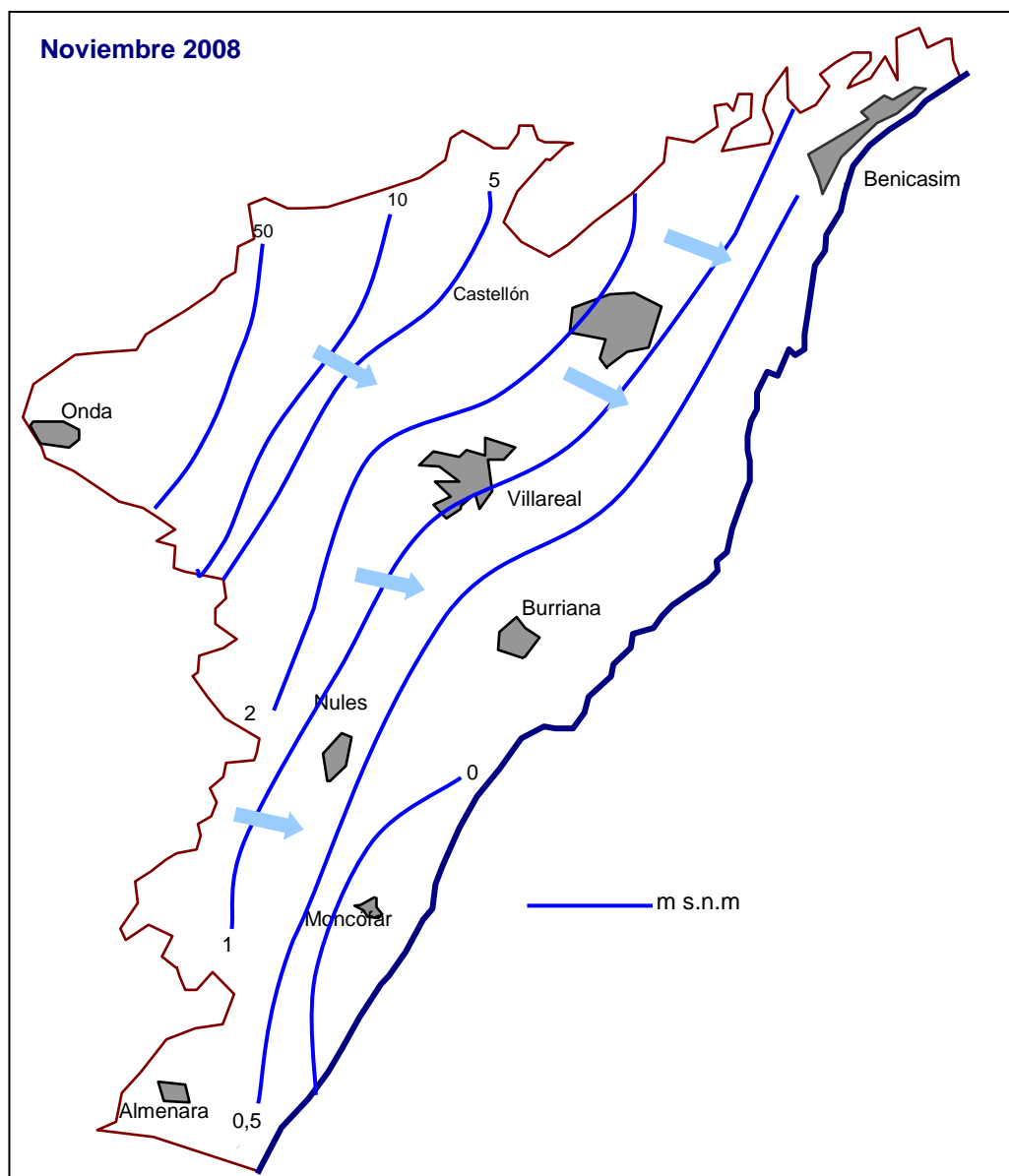


Figura 2.13. Superficie piezométrica del acuífero de la Plana de Castellón (Renau-Llorens 2010)

De acuerdo a los datos históricos, los niveles más bajos se registraron en el periodo 1978-80, donde en el sector de Moncófar las cotas llegaron a 4 m b.n.m. Los datos más recientes apuntan, sin embargo, hacia una clara recuperación de los niveles, cuya causa principal es el descenso de los bombeos en los últimos años.

2.2.1.3. Características hidroquímicas

El acuífero costero de la Plana de Castellón presenta características hidrogeoquímicas de gran complejidad como consecuencia de la superposición de procesos naturales y antrópicos, como son la intrusión marina, la contaminación de origen agrícola e industrial y la descarga de aguas sulfatadas desde los acuíferos triásicos de borde (Renau-Llorens 2010). Por esta razón, existe una gran variedad de facies hidroquímicas en el acuífero, que incluye aguas de tipo bicarbonatadas cálcico-magnésicas, sulfatadas cálcico-magnésicas y cloruradas sódicas, aunque las más frecuentes son de facies sulfatada cálcica o cálcico-magnésica.

La hidroquímica de las aguas subterráneas depende en gran medida de la calidad del agua de recarga. En el sector septentrional la recarga procede principalmente del dominio del Maestrazgo, constituido principalmente por materiales cretácicos y jurásicos. En este caso las facies predominantes son bicarbonatadas-sulfatadas cálcicas, mientras que en sector meridional, donde la recarga procede del dominio de la Sierra del Espadán, constituida por materiales triásicos, las facies predominantes son sulfatadas cálcico magnésicas. En la franja costera, y en algunos sectores del interior la facies clorurada sódica es la principal (López-Gutiérrez et al. 2007).

Renau-Llorens (2010) distingue cinco familias hidroquímicas, dos con facies cloruradas y tres sulfatadas. A estas familias se las denomina, según su localización, de norte a sur: Benicàssim, Norte, Centro, Sur y Almenara. La familia Sur corresponde al área delimitada por las poblaciones de Nules, Vall de Uxó y Moncófar y se caracteriza por su elevada salinidad debido esencialmente a la existencia de un severo proceso de intrusión marina que afecta al área desde hace décadas, como consecuencia de la fuerte explotación que ha sufrido el acuífero en ese sector.

2.2.1.4. Balance hídrico

La recarga del sistema se produce por infiltración de agua de lluvia, retorno de regadíos, infiltración de embalses y ríos y alimentación lateral de los acuíferos de borde. Por su lado, las descargas se deben tanto al bombeo directo de aguas subterráneas como a las surgencias naturales por manantiales, zonas de marjalería o salidas directas al mar.

En los distintos estudios que tratan el balance hídrico en el acuífero se obtienen importantes diferencias en la cuantificación de las distintas partidas que lo componen. El más reciente es el realizado mediante modelación matemática (Visual Modflow 3.1.) por el IGME y el Grupo de Investigación de Recursos Hídricos del IUPA (IGME-DGA 2009), considerando el almacenamiento constante, cuyos resultados se sintetizan en la tabla 2.2.

Del balance expuesto se extrae como conclusión que el acuífero de la Plana de Castellón presenta un déficit hídrico que es compensado con la entrada de agua de mar necesaria para poder conseguir el equilibrio hidrodinámico del sistema, lo que conlleva la salinización de las aguas subterráneas.

Tabla 2.2. Balance hídrico de la Plana de Castellón (IGME-DGA 2009)

Entradas (hm ³ /año)		Salidas (hm ³ /año)	
Infiltración	51,3	Bombeos	114,4
Intrusión	14,5	Zona húmeda	19,3
Entradas laterales	79	Salidas al mar	11,1
Total	144,8	Total	144,8

2.2.2. Hidrogeología del área de La Rambleta

La caracterización hidrogeológica de la Rambleta se ha basado en la caracterización geológica (apartado 2.1.2.3), en la información proporcionada por los datos históricos recopilados de piezometría y calidad, y los datos resultantes de las campañas piezométricas y de calidad de las aguas llevadas a cabo a lo largo de esta investigación.

De la revisión bibliográfica y de las bases de datos del IGME y de la CHJ se han recopilado 703 medidas de nivel piezométrico, 877 datos de concentración del ión cloruros y un total de 193 análisis químicos, que incluyen iones mayoritarios y en ciertos casos iones minoritarios y metales pesados.

2.2.2.1. Definición de acuíferos

Considerando todos los datos anteriores se han realizado cuatro cortes hidrogeológicos (figura 2.14) y se han diferenciado dos tramos acuíferos (figura 2.15).

Los materiales de la formación detrítica superior constituyen el tramo acuífero detrítico superior (UDA) que es un acuífero de tipo multicapa con permeabilidad por porosidad y con 85 m de potencia media. Se trata del tramo acuífero explotado por las principales captaciones de la zona. Dentro de este conjunto, las permeabilidades más altas se dan en los niveles con proporción más elevada de gravas y conglomerados. Este tramo acuífero es el que presenta las mejores cualidades hidrodinámicas ya que en las captaciones productivas se pueden superar en algunos puntos transmisividades de 1.000 m²/día. No obstante, las más habituales están entre 100-300 m²/día y la cifra anterior. Esta formación también presenta una elevada porosidad eficaz, con

valores que varían entre el 2 y el 8%. Esta disposición hidrogeológica, por su morfología, parece estar relacionada genéticamente con un antiguo cono de deyección, resultado del depósito de los sedimentos transportados por el barranco Randero en épocas de gran energía, de manera que los sedimentos más groseros y, por tanto, más permeables, se localizan en las partes más proximales y centrales del paleocauce.

En la formación detrítica inferior, caracterizada por limolitas y arcillas con niveles de areniscas, arenas y conglomerados, se define el tramo acuífero detrítico inferior (LDA), que presenta permeabilidad por porosidad sólo en los tramos con presencia de arenas y conglomerados, por lo que su interés hidrogeológico es menor que el UDA.

Entre ambos tramos acuíferos tiene lugar una cierta desconexión hídrica debido a la presencia de un tramo de arcillas con cantos. Además, el LDA puede constituir en ciertas zonas junto con el nivel de arcillas intermedio, el impermeable de base del UDA.

Las formaciones geológicas pertenecientes al Mesozoico pueden constituir acuíferos cuando dichas formaciones son permeables. Esto sucede con las de edad triásica correspondientes a las calizas y dolomías del Muschelkalk, y las areniscas ortocuarcíticas del Buntsanstein. En estos casos existe conexión hidráulica con las formaciones permeables superiores. Cuando las formaciones son de carácter arcilloso: margas del Keuper y arcillitas del Buntsanstein, éstas hacen de sustrato impermeable de los tramos acuíferos superiores.

2.2.2.2. Evolución piezométrica

En el área de la Rambleta han tenido lugar variaciones piezométricas muy importantes, motivadas por las condiciones climáticas y por las extracciones realizadas en cada periodo. Los primeros datos de los que se dispone corresponden al inicio de los años setenta, cuando en la zona ya se realizaban importantes bombeos de aguas subterráneas; ya entonces existían valores mínimos cercanos o algo por debajo de la cota del nivel del mar si bien se deteriora progresivamente hasta el año 1980, cuando los niveles piezométricos alcanzan mínimos históricos debido a la concatenación de un periodo especialmente seco y el incremento de las extracciones para compensar el déficit hídrico generado. Los mínimos llegan a ser entonces de más de 10 m b.n.m. en el sondeo San Vicente Ferrer, siendo frecuentes cotas por debajo de 5 m b.n.m. en numerosas captaciones, como en los pozos de San Ildefonso, con 7 m b.n.m., Primitiva, con casi 6 m b.n.m. y Santa Catalina, con 5 m b.n.m. (figura 2.16). Este hecho trajo como consecuencia un importante avance de la intrusión salina y el deterioro de las aguas subterráneas de la zona.

Posteriormente tiene lugar un ascenso continuado y paulatino de los niveles piezométricos hasta el año 1990, momento en el que se obtienen los registros históricos máximos, y toda la zona se sitúa ampliamente en valores positivos. Se producen ascensos de entre 10 m (pozo Santa Catalina) y 15 m (pozos Primitiva y San Vicente Ferrer).

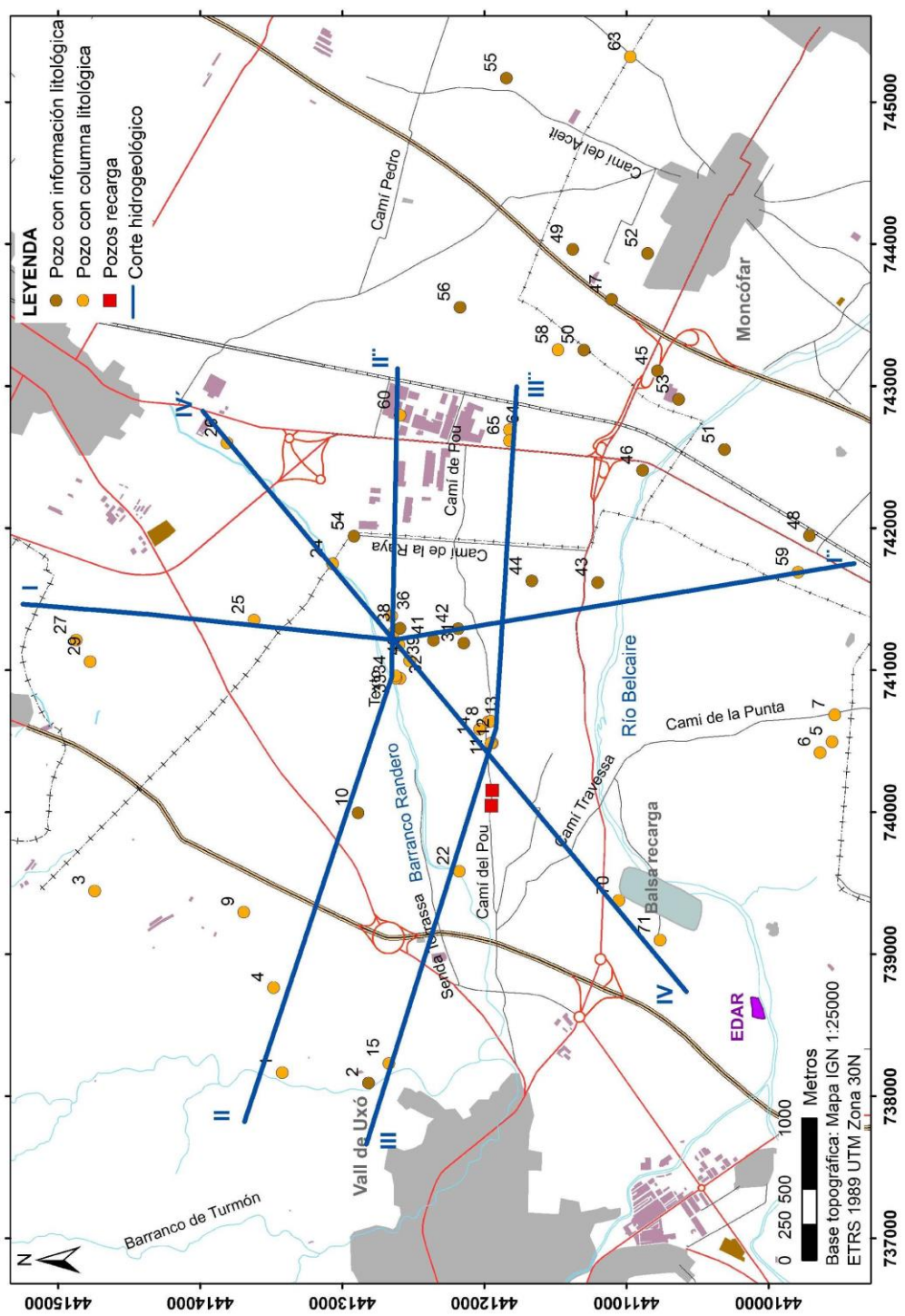


Figura 2.14. Situación de los cortes hidrogeológicos

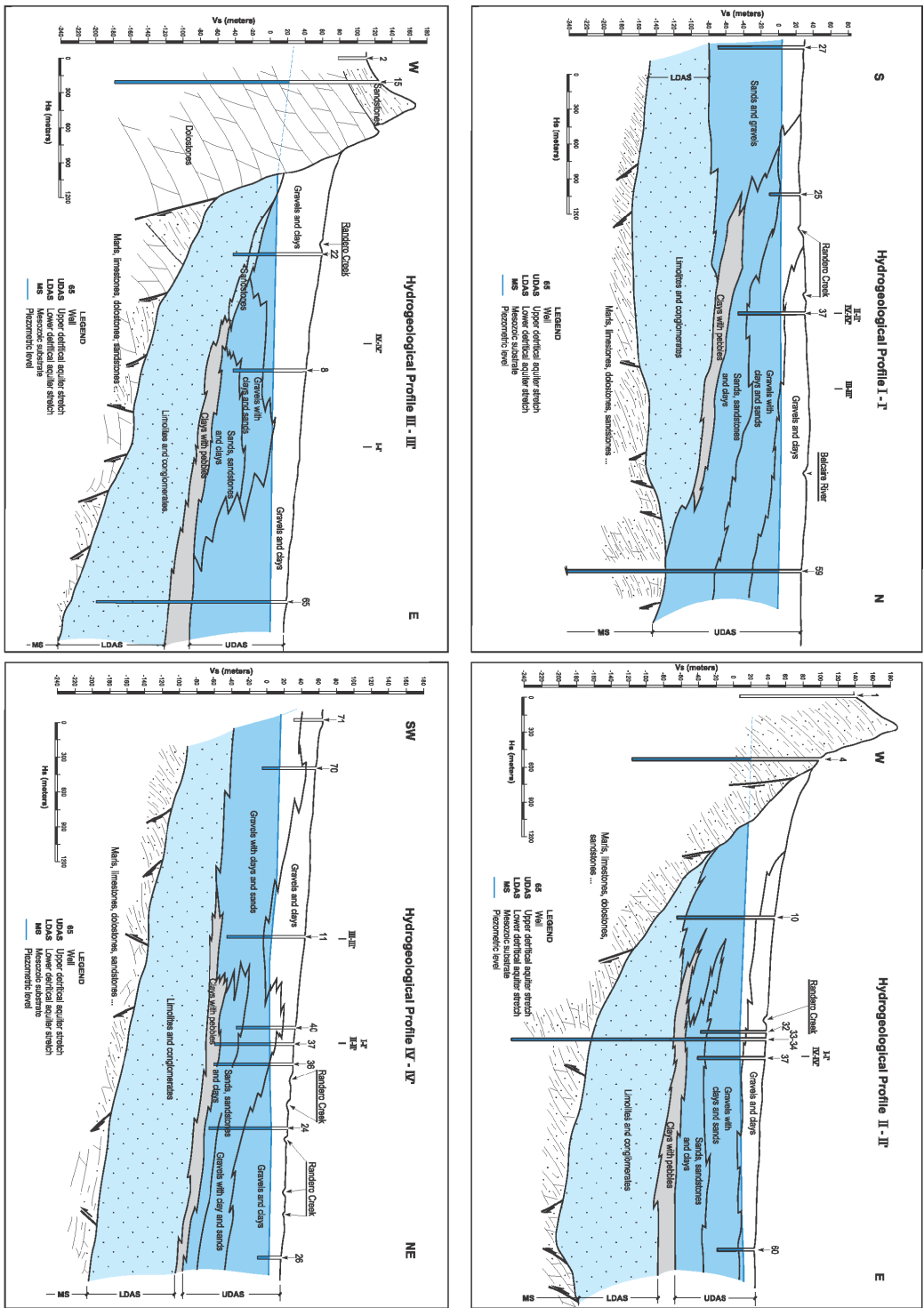


Figura 2.15. Cortes hidrogeológicos

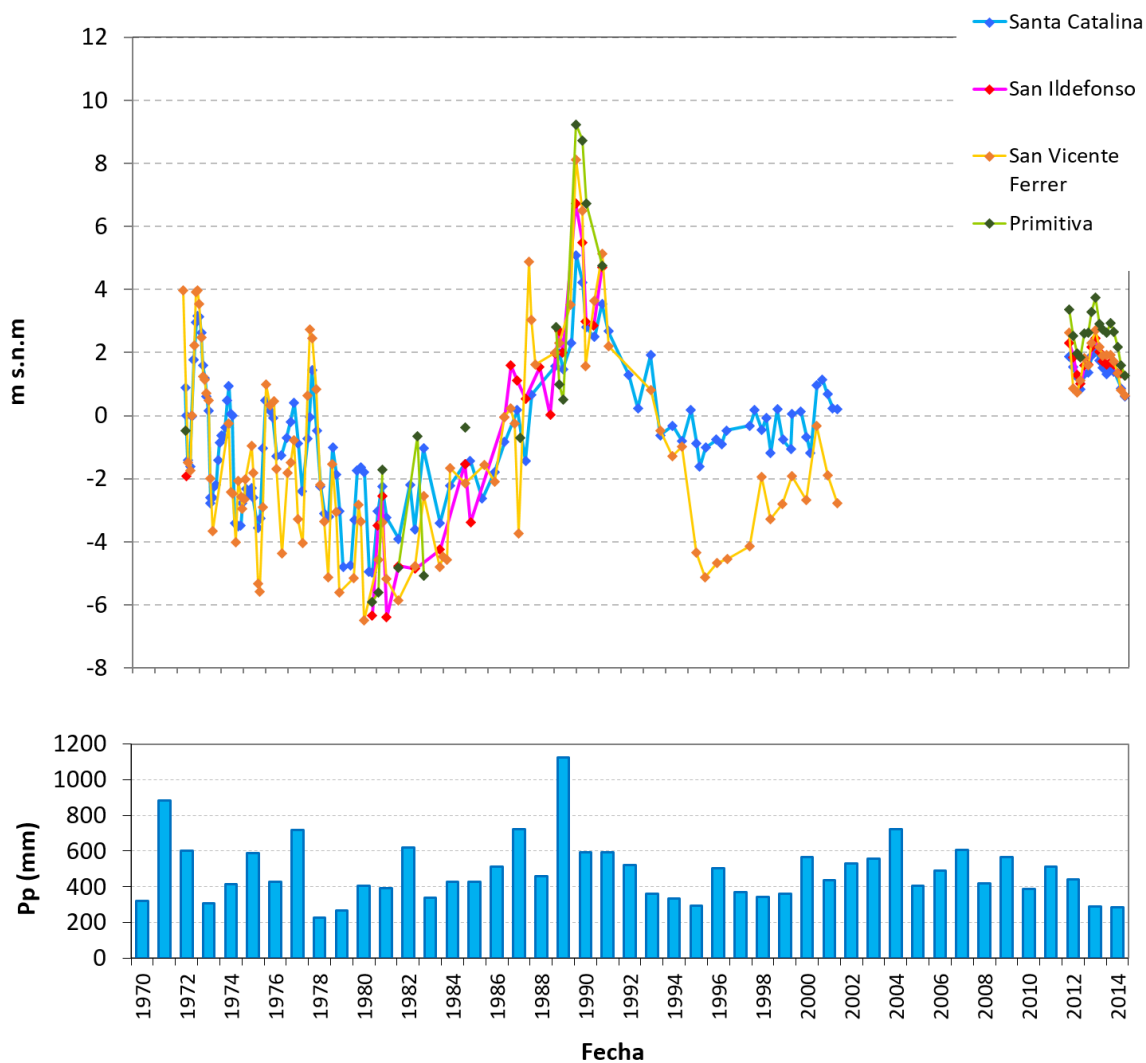


Figura 2.16. Evolución histórica de niveles piezométricos y de la precipitación

Entre 1990 y 1996 se producen descensos importantes que colocan de nuevo al acuífero en una situación equivalente a la de inicios de los años setenta, mientras que a partir del último año mencionado tiene lugar, con carácter general, un moderado incremento de niveles que culmina con la situación piezométrica actual, que presenta valores comprendidos entre 0,5 y 4 m s.n.m.

2.2.2.3. Características hidrogeoquímicas

De forma general se puede decir que en las aguas subterráneas del sector meridional de la Plana de Castellón se diferencian claramente dos familias, una de tipo clorurada cálcica y otra sulfatada cálcica o cálcica magnésica. Morell et al. (1996) y Renau-Llorens (2010) relacionaron la coexistencia de estas dos familias con un doble origen de la salinidad: las cloruradas corresponden a la mezcla de agua dulce y agua de mar, consecuencia de la intrusión marina provocada por la sobreexplotación, y las sulfatadas a flujos regionales procedentes de las calizas y dolomías triásicas del substrato mesozoico.

El sector de la Rambleta se caracteriza por una elevada salinidad. Se trata de aguas cloruradas, con concentraciones de cloruros comprendidas entre 200 y 750 mg/L, cuyo origen principal está relacionado con la mezcla de agua dulce y agua de mar; pero también hay presencia de aguas sulfatadas, con concentraciones de sulfatos comprendidas entre 250 y 700 mg/L, muy superiores a las que cabría esperar si sólo se tratase de aportes asociados al agua de mar.

Otro rasgo hidroquímico notable de las aguas de este sector es que tienen elevadas concentraciones de nitratos (200-500 mg/L) a causa de la intensa actividad agrícola desarrollada así como la presencia de concentraciones significativas de mercurio y arsénico (López-Gutiérrez et al. 2007, Renau-Llorens 2010), en algunos casos superiores a los límites establecidos para las aguas de consumo humano.

Capítulo 3

ESTUDIO DE LA PIEZOMETRÍA

- 3.1. Red de observación
- 3.2. Evolución temporal
- 3.3. Distribución espacial

3.1. Red de observación

Para conocer el funcionamiento hidrodinámico de la zona de investigación se ha diseñado una red de control piezométrico que ha proporcionado la información necesaria para la elaboración de mapas piezométricos y gráficos de evolución. La red quedó constituida inicialmente por 34 puntos (tabla 3.1 y figura 3.1), en su mayoría pozos de riego de las diferentes cooperativas agrarias de la zona (30) y en desuso muchos de ellos (20). Los puntos se sitúan en su mayor parte en la zona de La Rambleta (oeste del término municipal de Vall de Uxó) (23) pero también se extiende la red de control hacia la franja costera, con puntos de control en el sur de Nules (8) y en el norte de Móncofar (3).

A lo largo de la investigación se han introducido modificaciones en la red de control. Así, para mejorar el conocimiento de ciertas zonas se han introducido puntos con posterioridad al inicio de las campañas (abril de 2012) y del mismo modo, se han dejado de controlar pozos cuya información resultaba redundante para la caracterización de la zona. En la tabla 3.1 se detalla el periodo de control de cada uno de los puntos de la red.

Las campañas de control piezométrico se han llevado a cabo cada dos meses, entre los meses de abril de 2012 y octubre de 2014, con un total de 16 campañas. Las medidas se han efectuado con una sonda Seba-Hydrometre-D-8950 Kaufbeuren de 200 metros de cable y precisión de 1 cm.

Previamente, se realizó una campaña de nivelación de precisión de los puntos de la red de control. Para ello se utilizó un GPS diferencial Triumph de precisión centimétrica (figura 3.2) y un teodolito Nikon AP-5. Se ha utilizado como referencia el vértice geodésico 66916 (Turbina-Moncófar) del Instituto Geográfico Nacional (IGN). De este modo, se ha obtenido para cada punto la cota absoluta en la referencia de medida (tabla 3.1).

3.2. Evolución temporal

La evolución piezométrica entre los meses de abril de 2012 y octubre de 2014 indica un comportamiento muy homogéneo en toda la zona de estudio. Los niveles se sitúan entre 0,5 y 1,0 m s.n.m. en aguas bajas (octubre de 2012 y octubre de 2014), y entre 2,0 y 2,5 m s.n.m. en aguas altas (abril de 2012 y junio 2013) (figuras 3.3, 3.4 3.5 y 3.6). Estas cotas ascienden ligeramente en los pozos de la zona oeste (figura 3.6), con cotas máximas de 4 m s.n.m. (abril de 2012 y junio de 2013) y mínimas entre 0,5 y 1,25 m s.n.m. (octubre de 2014). Así, las variaciones interestacionales se sitúan en torno a 2 m, ascendiendo a 3 m únicamente en la zona oeste.

Como se ha señalado, la evolución piezométrica es muy similar en los pozos controlados y sigue el mismo patrón que el promedio calculado con un total de 20 pozos (que son los que cuentan con datos de forma continua desde abril de 2012). Se registran, sin embargo, algunas excepciones en ciertos pozos de riego en los meses de máximos bombeos, como en pozo Randero (figura 3.6).

Tabla 3.1. Red de control general

ID	Nombre	X (ETRS_89)	Y (ETRS_89)	Z (m s.n.m)	Prof. (m)	Municipio	Periodo control
1	Randero 1	739.584	4.412.176	55,72	100	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
2	Unión Agrícola	740.458	4.412.996	37,39	49	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
5	Rambleta 1	740.944	4.412.596	32,65	75	Vall de Uxó	abr/12-ago/13
6	Rambleta 2	741.067	4.412.526	30,70	40	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
7	Rambleta 3	741.179	4.412.601	28,84	75	Vall de Uxó	abr/12-ago/13
8	Rambleta 5	741.382	4.412.652	26,91	75	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
9	San Cristóbal	741.685	4.412.897	20,30	80	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
10	Regeneración Agrícola	741.943	4.412.919	18,85	80	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
11	Trasladación	741.054	4.412.274	31,21	55	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
12	Primitiva	740.485	4.411.955	40,25	100	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
13	Porvenir	740.843	4.411.984	34,97	60	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
14	Asunción	741.179	4.411.991	32,57	55	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
15	Rambleta 6	741.292	4.412.184	30,28	67	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
16	Villalba	740.747	4.411.394	38,58	51	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
17	Escolaora	741.154	4.411.776	30,64	80	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
19	Paz	741.873	4.411.860	26,38	40	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
20	San Vicente	741.831	4.411.429	27,10	52	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
21	San Isidro	741.618	4.411.204	29,97	42	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
22	San Antonio	741.766	4.411.196	28,70	63	Vall de Uxó	abr/12-ago/13
23	Alquería-Moncofar	742.079	4.410.893	22,03	92	Vall de Uxó	abr/12-oct/14
24	Santa Magdalena	743.255	4.411.301	13,67	25	Móncofar	abr/12-oct/14
25	Santa Catalina	744.202	4.411.260	7,17	19	Móncofar	abr/12-oct/14
26	San Ildefonso	743.557	4.412.171	12,57	26	Nules	abr/12-oct/14
27	Soledad	743.226	4.412.629	13,76	26	Nules	abr/12-oct/14
28	S. Miguel Arcángel	743.229	4.413.124	11,07	36	Nules	abr/12-oct/14
29	Santísima Trinidad	742.102	4.413.301	17,93	74	Nules	abr/12-oct/14
30	San Vicente Ferrer	742.312	4.413.374	17,06	49	Nules	abr/12-ago/13
31	Ángel de la Guarda	742.601	4.413.811	13,97	26	Nules	abr/12-ago/13
32	Miramar	740.746	4.412.851	33,98	44	Vall de Uxó	oct/12-oct/14
33	Pozo Recarga Oeste	740.045	4.411.951	48,95	100	Vall de Uxó	oct/12-oct/13
34	Pozo Recarga Este	740.155	4.411.945	46,48	100	Vall de Uxó	oct/12-oct/13
35	Noria Nules 1	746.232	4.412.523	3,83	5	Nules	dic/12-oct/14
36	Noria Nules 2	745.642	4.412.218	2,82	5	Nules	dic/12-oct/14
37	Garrofera	740.583	4.412.081	37,97	100	Vall de Uxó	jun/13-oct/14

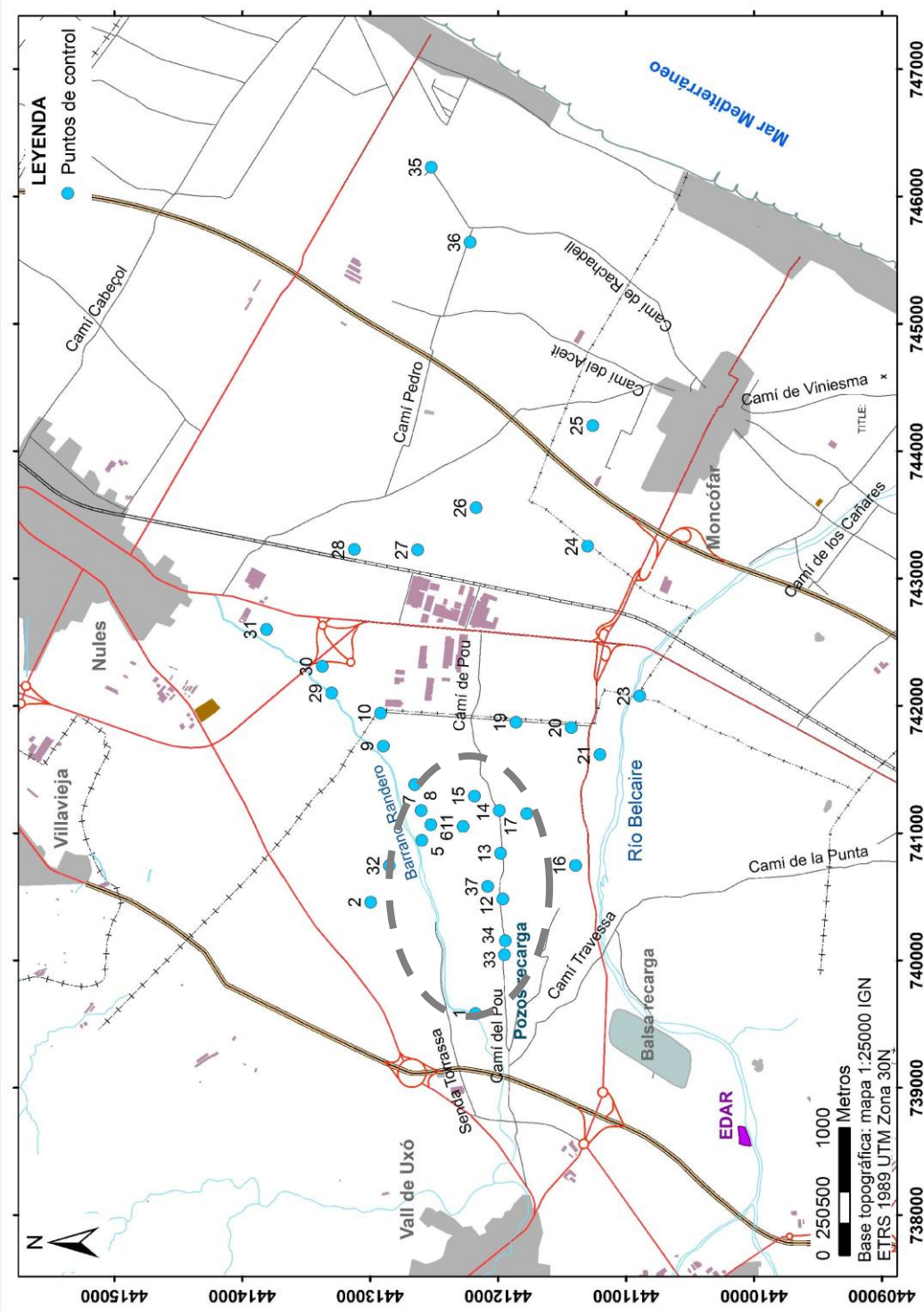


Figura 3.1. Situación de los puntos de la red de control. El área de La Rambleta se resalta con línea discontinua gris



Figura 3.2. GPS diferencial Triumph nivelando el piezómetro Garrofera (37)

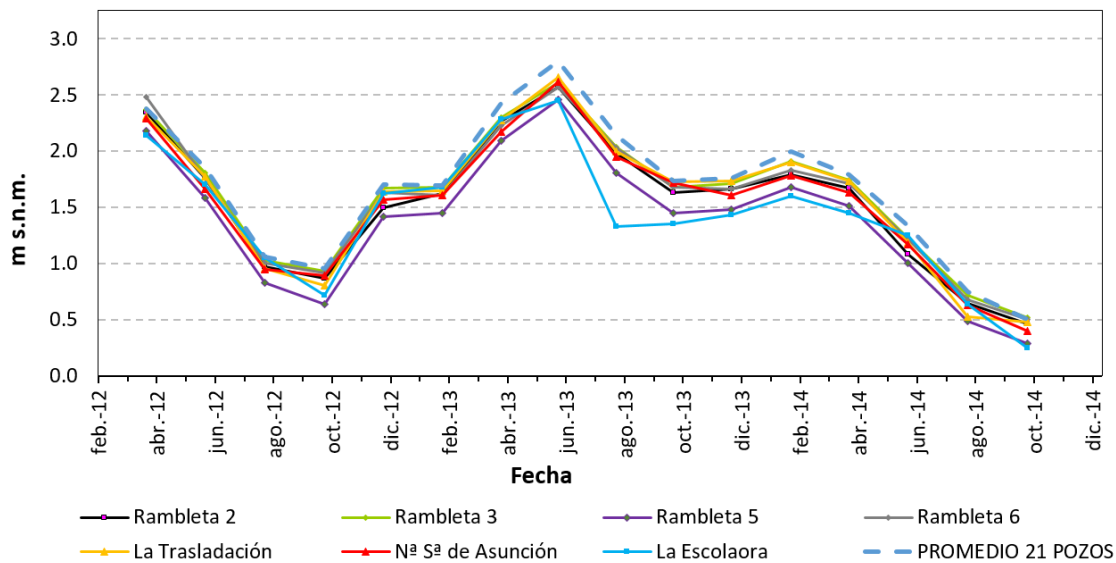


Figura 3.3. Evolución piezométrica de la zona central-oeste de La Rambleta

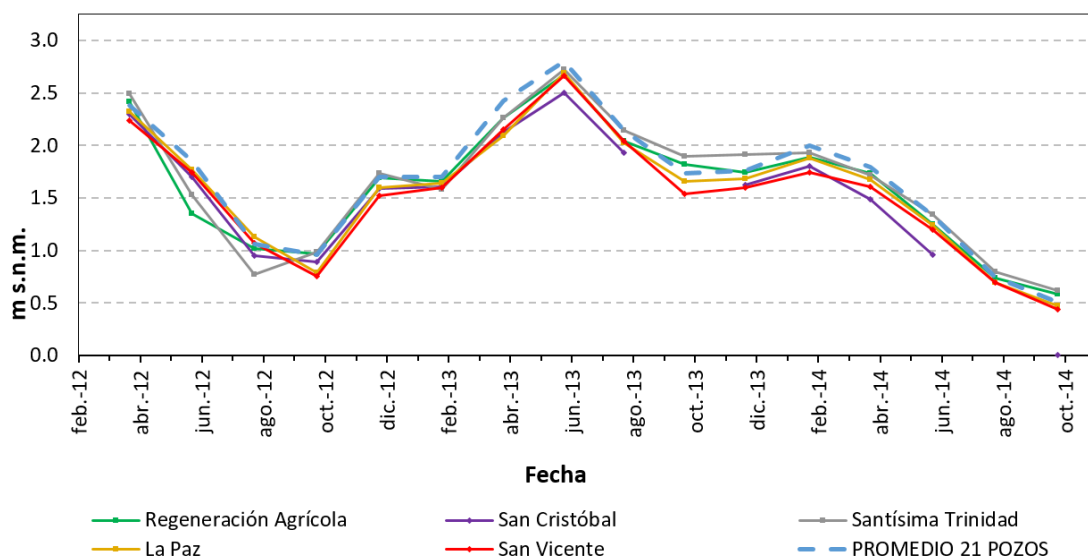


Figura 3.4. Evolución piezométrica de la zona central-este de La Rambleta

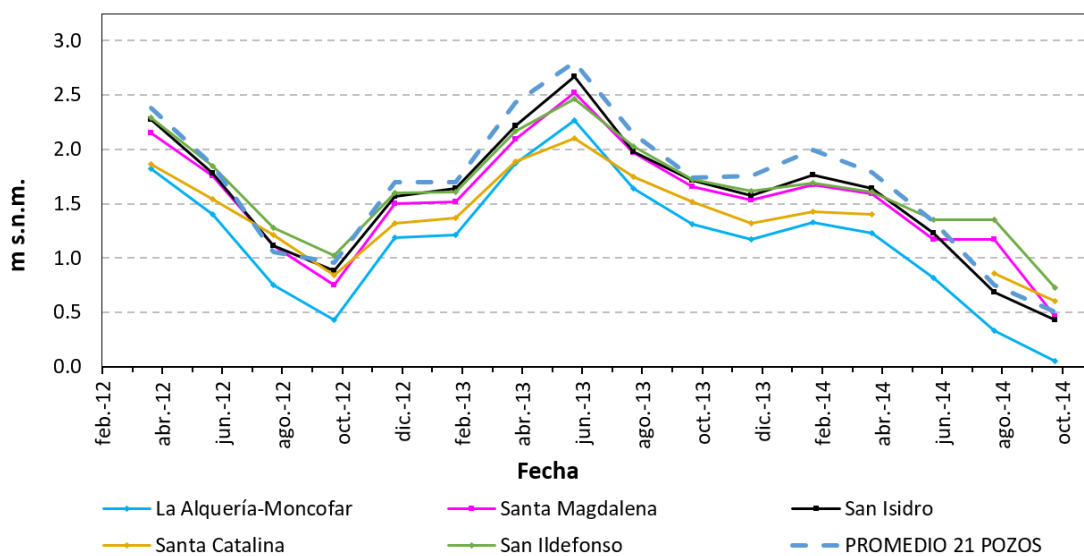


Figura 3.5. Evolución piezométrica de la zona este (Moncófar)

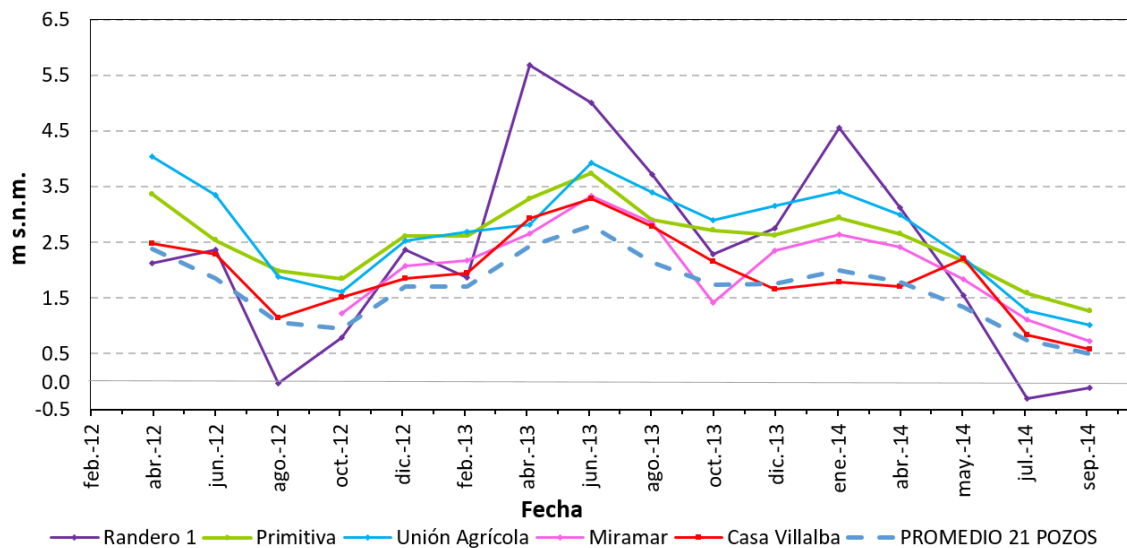


Figura 3.6. Evolución piezométrica de la zona oeste de La Rambleta

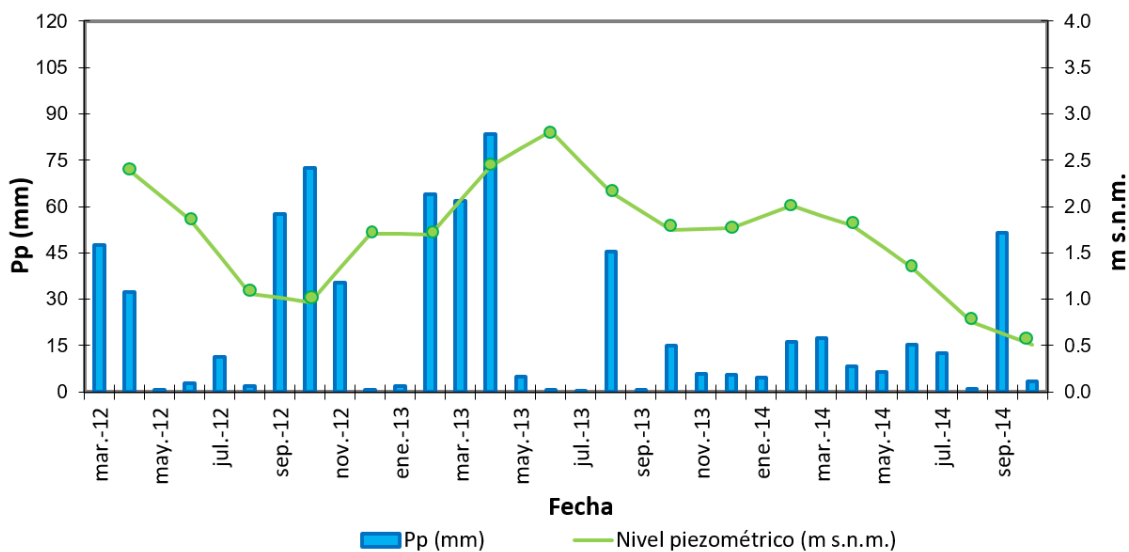


Figura 3.7. Evolución piezométrica del valor promedio mensual de la piezometría (abril 2012-octubre 2014) y de las precipitaciones mensuales en la zona de La Rambleta-Nules-Moncófar

En detalle, se observa que el descenso de los niveles desde abril de 2012 hasta octubre de 2012 está relacionado seguramente con un periodo de lluvias escasas, de mayo a septiembre de 2012 (figura 3.7). A partir de las lluvias que tuvieron lugar en la segunda mitad de septiembre, se inicia una recuperación de los niveles, que continúa de forma ininterrumpida hasta junio de 2013, cuando se alcanzan los valores máximos. En este periodo se registran ascensos muy significativos (1,85 m) y dependientes de forma directa de las precipitaciones. Así, además de la respuesta ya indicada en el mes de septiembre de 2012, se observan rápidas respuestas en sucesivos episodios lluviosos, como a finales de febrero de 2013-principios de marzo de 2013, cuando se registraron en 6 días 116 mm, y a finales de abril de 2013 (73 mm en 6 días).

Desde entonces y debido a la escasez de precipitaciones, se inicia un descenso casi ininterrumpido de los niveles hasta octubre de 2014, con un ligero ascenso entre los meses de diciembre de 2013 y febrero de 2014 (figura 3.7).

3.3. Distribución espacial

De modo general, se puede establecer el esquema en el que los niveles piezométricos en condiciones naturales descienden progresivamente desde el oeste, donde el acuífero es alimentado por los acuíferos de borde, hacia el mar Mediterráneo, principal mecanismo de drenaje del sistema. En las referidas condiciones, el flujo subterráneo presenta un sentido general oeste-este. Sin embargo, este esquema de flujo ha sido modificado de forma antrópica debido a los bombeos realizados en el acuífero, que ha generado la depresión de los niveles en ciertas zonas (figura 3.8), en concreto en el entorno de los límites municipales de Vall de Uxó y Nules (Camí de la Raya), así como en la zona oeste alrededor de los sondeos Randero 1 (punto de control 1 en la figura 3.8), Randero 2 y Randero 3 (paraje Randero).

En concreto, en octubre de 2012 se registran niveles en toda la zona de estudio por debajo de 2 m s.n.m., y con la depresión piezométrica del paraje Randero por debajo de 1 m s.n.m. y la depresión del Camí de la Raya con cotas inferiores a 0,75 m s.n.m (figura 3.7). En ambos sectores se modifica la dirección del flujo subterráneo, de forma que las líneas de flujo presentan una componente radial hacia el centro de la depresión piezométrica.

Sin embargo, con niveles piezométricos más elevados (junio de 2013, figura 3.9), no se registra la depresión piezométrica del paraje Randero y se alcanzan cotas por encima de 4 m s.n.m. en la zona oeste. Por su parte, en la zona del Camí de la Raya las cotas se sitúan entre 2-2,25 m s.n.m.

Finalmente, cabe señalar que en la zona de los pozos de Recarga (puntos 33 y 34 en figuras 3.8 y 3.9) el flujo del agua subterránea presenta dirección oeste-este pero también sureste-noroeste hacia la depresión del paraje Randero.

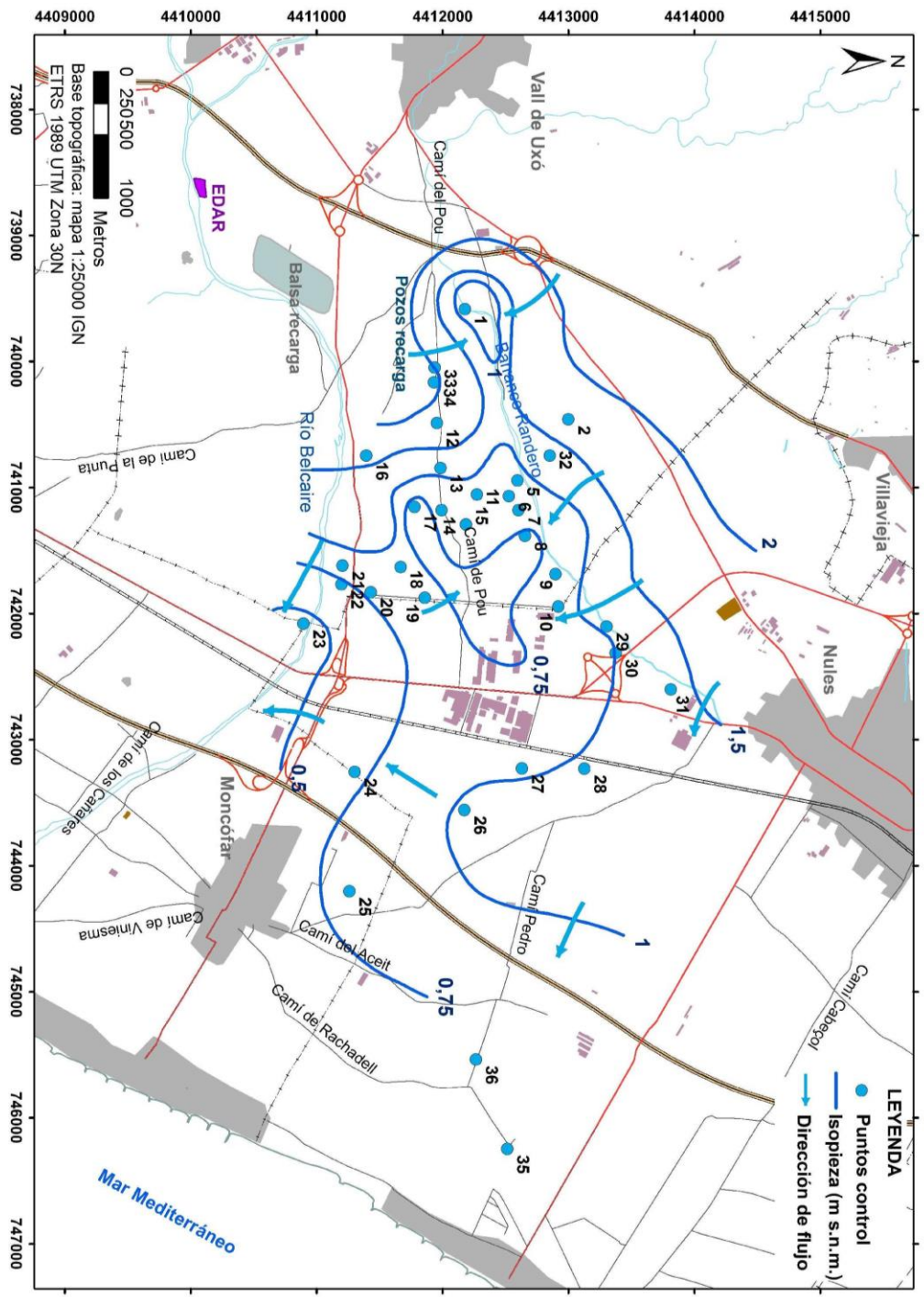


Figura 3.8. Niveles piezométricos de octubre de 2012 en La Ramblleta-Nules-Móncofar

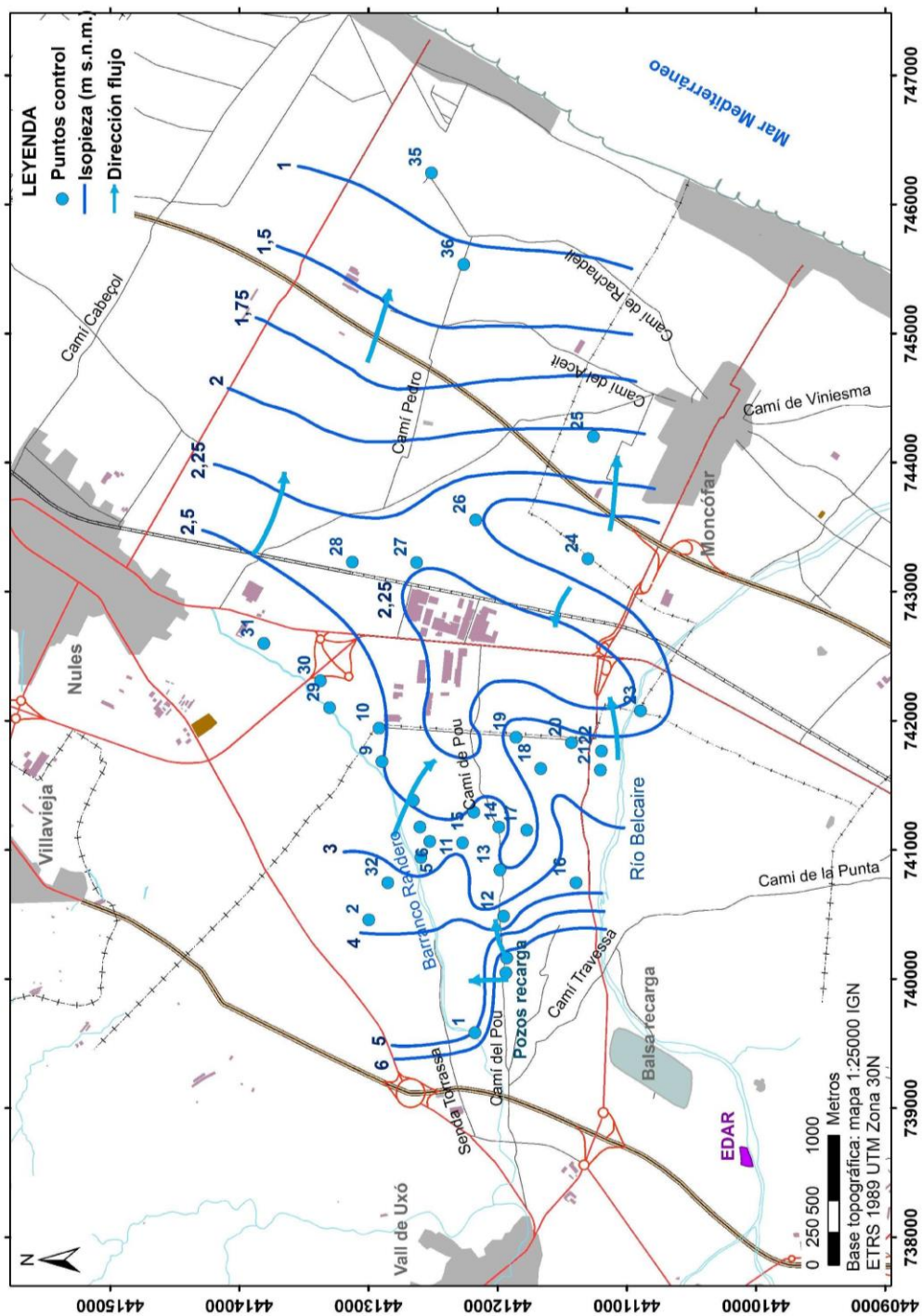


Figura 3.9. Niveles piezométricos de junio de 2013 en La Rambleta-Nules-Móncofar

Capítulo 4

CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL ÁREA DE LA RAMBLETA

4.1. Muestreos y análisis

4.2. Caracterización hidrogeoquímica general. Análisis del contenido salino

4.3. Mineralización del agua. Comportamiento de las aguas cloruradas

4.4. Mineralización del agua. Comportamiento de las aguas sulfatadas

4.5. Análisis de la presencia de nitratos en las aguas subterráneas

4.6. Elementos minoritarios y trazas

4.6.1. Elementos minoritarios

4.6.2. Elementos traza

4.7. Identificación de los procesos de salinización

Artículo 1: *Identification of overlapping salinization processes in coastal aquifers by fuzzy logic methodology* (en revision)

4.8. Sustancias prioritarias y contaminantes emergentes

4.1. Muestreos y análisis

Se han llevado a cabo campañas de muestreo bimestrales en los puntos pertenecientes a la red de control (apartado 3.1), entre los meses de abril de 2012 y octubre de 2014. Las muestras se han tomado en todos los casos a una profundidad de 5 m de la lámina de agua, utilizando un hidrocaptor de apertura controlada por presión (Solinst 425) y se han determinado en campo la conductividad eléctrica (CE), el pH, el potencial redox (Eh) y la temperatura (T). En todas las campañas se han tomado muestras para el análisis de cloruros y, desde junio de 2013, para nitratos. Además, semestralmente se han recogido muestras para realizar analíticas más completas: iones mayoritarios y ciertos iones minoritarios (bromuros, estroncio, litio, flúor, boro, arsénico, cromo y mercurio). Por tanto, se cuenta con 16 campañas para el ión cloruro, 12 campañas para el ión nitrato y 6 campañas para el resto de elementos e iones anteriormente comentados (excepto el mercurio que se ha determinado en tres campañas).

Las medidas de campo de CE, pH y T se realizaron con un medidor portátil Eutech Instruments PC650, y el Eh se midió con un aparato Crison 507. Las muestras para análisis en laboratorio (iones mayoritarios y minoritarios) se recogieron en botellas de polietileno, previo filtrado de 45 micras. El mercurio se conservó a pH<2, añadiendo ácido nítrico. Los iones mayoritarios se han analizado en los laboratorios del IGME. Los aniones, cloruro (Cl^-), sulfato (SO_4^{2-}), bicarbonato (HCO_3^-), nitrato (NO_3^-), fluoruro (F^-) y bromuro (Br^-) y los cationes, calcio (Ca^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}), por espectrofotometría de absorción molecular en el analizador de flujo continuo Alliance Integral Futura. El sodio (Na^+) y el potasio (K^+) se determinaron por espectrometría de emisión atómica en un Varian Spectra AA-220, modelo 330 FS. La analítica de los elementos minoritarios y trazas (litio, estroncio, boro, cromo, arsénico y mercurio) se ha realizado en los laboratorios del IUPA, utilizándose equipamiento instrumental del Servicio Central de Instrumentación Científica (SCIC) de la UJI. En concreto, se han analizado con un equipo de espectrometría de plasma acoplado inductivamente con detector de masas, ICP-MS, modelo 7500 Cx de Agilent equipado con celda de colisión (nebulizador concéntrico de cuarzo).

En junio de 2012 se llevó a cabo el análisis de las sustancias prioritarias establecidas en la Directiva 2000/60/CE en dos muestras tomadas en la zona de estudio. El análisis, de más de 60 compuestos orgánicos semivolátiles se ha realizado por cromatografía de gases/espectrometría de masas (CG-MS), procedimiento interno CGM/019-a, por la empresa Investigación y Proyectos Medio Ambiente, S.L., IPROMA, acreditada por la Entidad Nacional de Acreditación (ENAC), conforme a los criterios recogidos en la Norma UNE-EN ISO/IEC 17025: 2005 (CGA-ENAC-LEC). Por otro lado, en el IUPA se ha llevado a cabo el análisis cualitativo de contaminantes emergentes en las dos mismas muestras. El análisis cualitativo es un método de análisis dedicado a la identificación de las sustancias presentes en una muestra, sin cuantificarlas. Las muestras han sido analizadas, tanto por cromatografía líquida como por cromatografía de gases, preconcentrando las muestras por 250 en el caso de cromatografía líquida y por 500 en el caso de cromatografía de gases, previa extracción en fase sólida con cartucho Oasis HLB. Tras la fase de

preparación de muestra, éstas han sido inyectadas y analizadas por cromatografía líquida acoplada a espectrometría de masas con analizador híbrido cuadrupolo tiempo de vuelo (LC-QTOF-MS) y por cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas con analizador híbrido cuadrupolo (GC-QTOF-MS).

Desde octubre de 2013, las campañas se han completado con la realización de perfiles verticales de conductividad eléctrica y temperatura con la sonda Solinst TLC (Temperature, Level, Conductivity) de 100 metros de profundidad.

4.2. Caracterización hidrogeoquímica general. Análisis del contenido salino

Para el análisis de las características hidroquímicas de las aguas subterráneas de la zona de La Rambleta se cuenta con 189 muestras en las que se han determinado iones mayoritarios y elementos minoritarios.

El grado de mineralización de las aguas se ha evaluado con la CE y con el Total de Sólidos Disueltos (TSD). La correlación entre ambos parámetros es alta ($R^2=0,81$) si bien se verifica que disminuye cuanto mayores son ambos valores (figura 4.1). La mayor parte de las muestras presentan un elevado contenido salino, con la mayor parte de las muestras (más del 70%) con valores de CE entre 2.501 y 3.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y de TSD entre 1.751 y 2.500 mg/L (figuras 4.2 y figura 4.3).

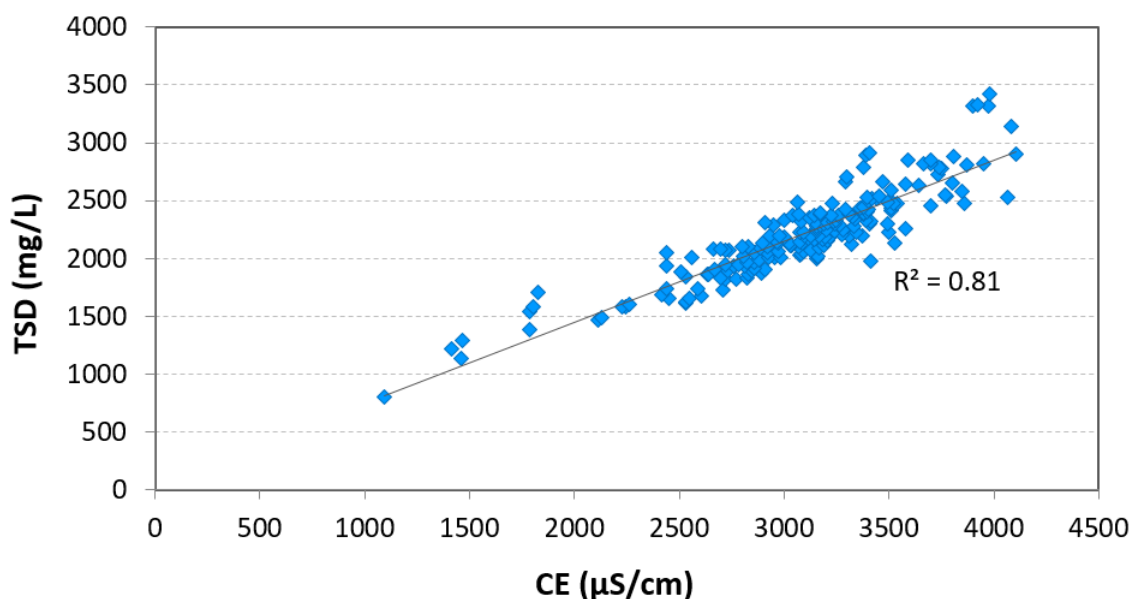


Figura 4.1. Relación de la CE y el TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar

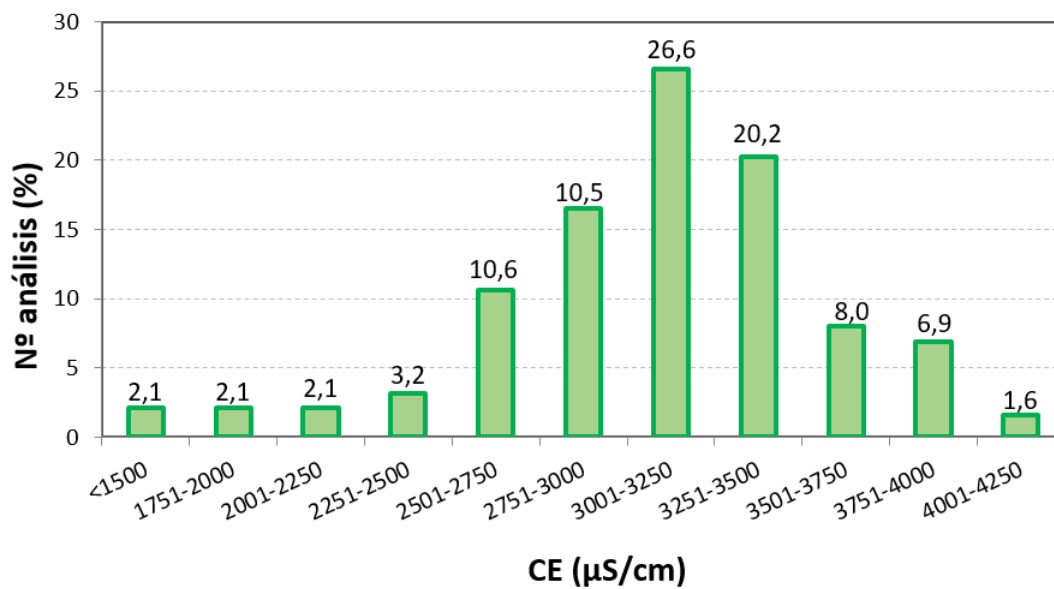


Figura 4.2. Distribución en intervalos de la CE en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar

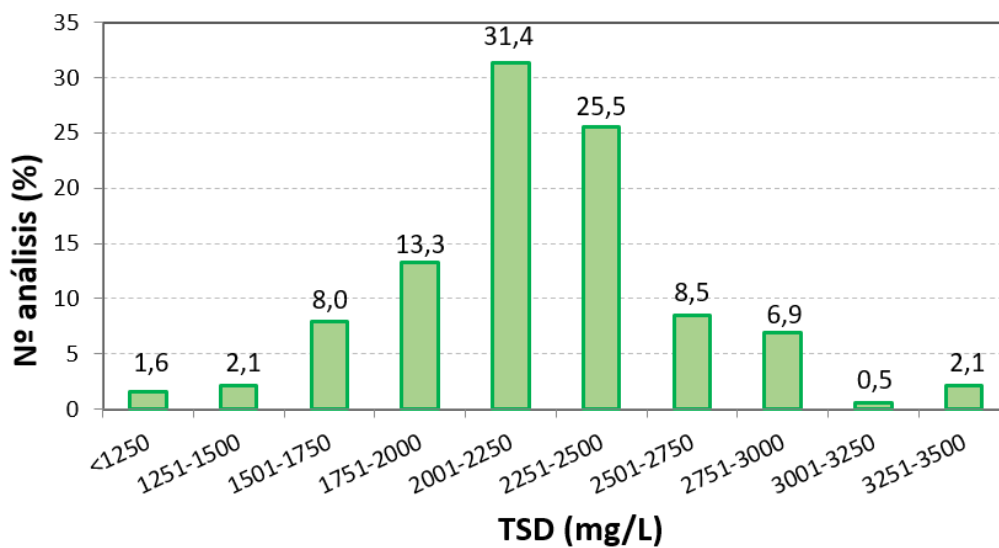


Figura 4.3. Distribución en intervalos del TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar

La relación de los cloruros, sulfatos y bicarbonatos (aniones mayoritarios) con el TSD indica que los iones que dominan el contenido salino de las aguas son los cloruros y los sulfatos, con una relación individual con el TSD caracterizada por una $R^2=0,43$ en ambos casos (figuras 4.4 y 4.5), si bien asciende a una correlación del 0,98 considerando los dos aniones conjuntamente (figura 4.6). Por su parte, el ión bicarbonato muestra una escasa predominancia en la mineralización de la zona (figura 4.7).

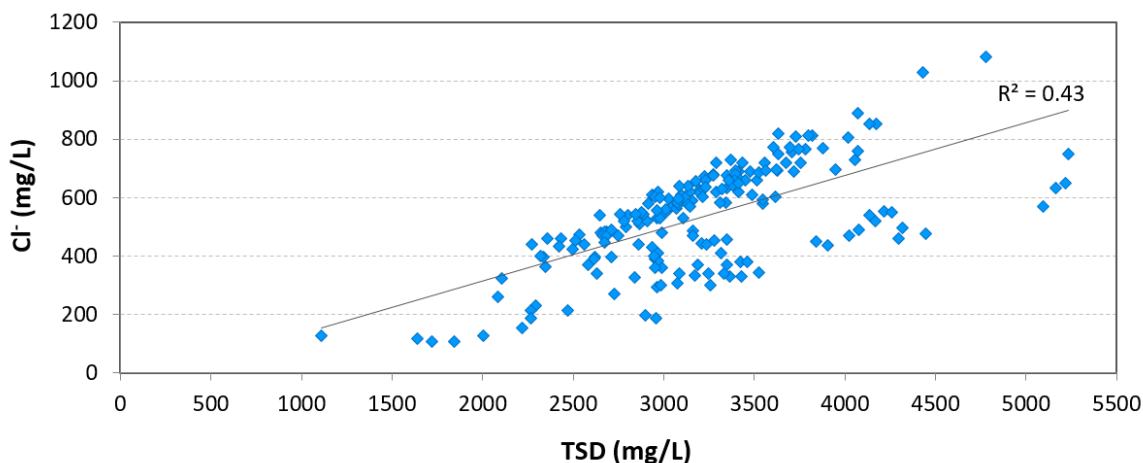


Figura 4.4. Relación del ion cloruro (mg/L) y el TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar

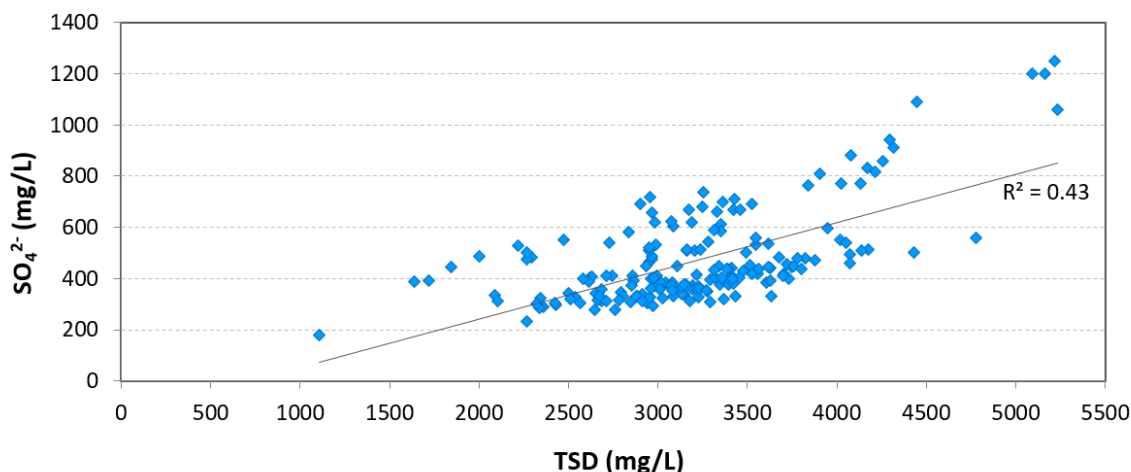


Figura 4.5. Relación del ion sulfato (mg/L) y el TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar

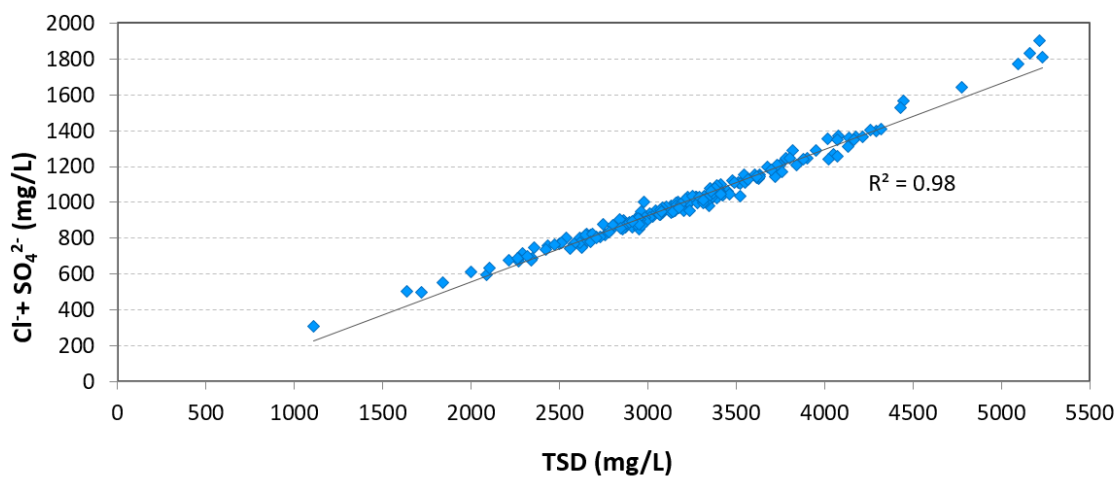


Figura 4.6. Relación de la suma de los iones cloruro y sulfato (mg/L) con el TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar

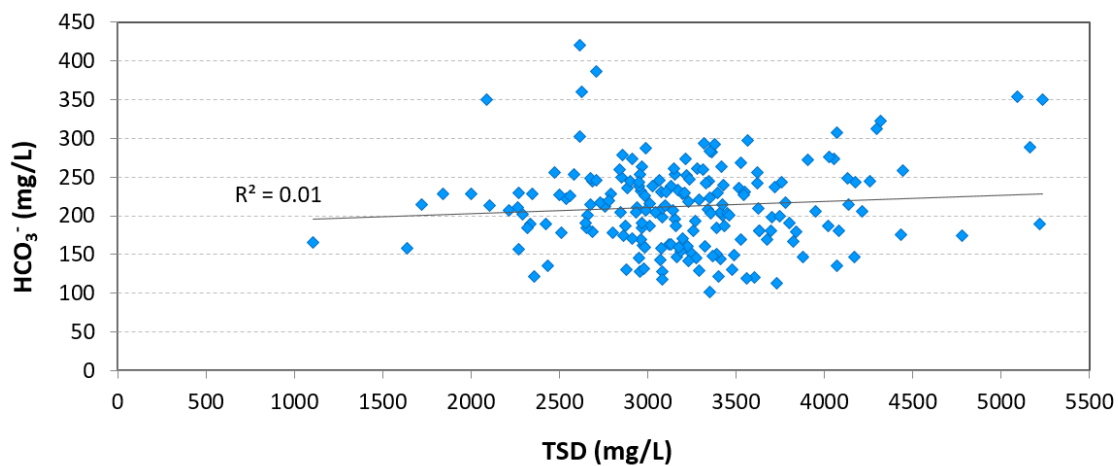


Figura 4.7. Relación del ion bicarbonato (mg/L) y el TSD en las muestras de La Rambleta-Nules-Moncófar

Igualmente, en el diagrama Piper se diferencian claramente dos facies hidroquímicas, las de naturaleza sulfatada y las cloruradas (figuras 4.8, 4.9 y 4.10). De hecho, las muestras se sitúan a lo largo de una hipotética línea de mezcla entre el extremo sulfatado y el clorurado, sin apenas variación en la componente bicarbonatada. Únicamente divergen de este patrón general una serie de muestras que se desplazan hacia el extremo bicarbonatado, con un contenido en bicarbonatos superior al 20% (Santa Magdalena –24– y Alquería –23–, y la muestra de abril de 2013 de la Escolaora –17–). Es reseñable igualmente la naturaleza sódica de las aguas del pozo 23, con un desplazamiento muy significativo hacia el vértice sódico respecto al resto de muestras.

Por otra parte, apenas se observan variaciones en el tipo de agua que caracteriza cada punto en las diferentes campañas; así, la mayor parte de los puntos muestra siempre la misma facies hidroquímica en el periodo de control. De hecho, sólo en un pequeño grupo de puntos se han registrado ligeras variaciones. En la tabla 4.1 se indican las facies obtenidas en las campañas de abril de 2013 y octubre 2013 a modo de ejemplo, así como la facies hidroquímica asignada a cada punto en el conjunto del periodo de control. Resalta la homogeneidad entre los puntos con facies cloruradas magnésico-cálcicas y cálcicas, que se sitúan siempre en la zona que define este tipo de aguas. La única excepción es el pozo 12, que pasa a presentar una facies clorurada sulfatada en las campañas de abril 2013 y octubre de 2014. El resto de puntos que muestran ciertas variaciones corresponden al tipo sulfatado, que en algunas campañas muestran cierto enriquecimiento en cloruros. Así, los pozos 23, 27, 29 y 31, con facies sulfatada de promedio, se desplazan hacia facies clorurada sulfatada en ciertas campañas (tabla 4.1).

Como se puede observar en la tabla 4.1 y en la figura 4.11, la mayor parte de las muestras presentan facies clorurada magnésico-cálcica, aunque también se constata la importancia de la componente sulfatada; así, las muestras de los pozos ubicados en la zona central-este y este (pozos 31, 28, 27, 24, 26, 25, 35 y 36) se caracterizan por ser aguas claramente sulfatadas (figura 4.11). Por su parte, la zona oeste y central-oeste (área de La Rambleta) se caracteriza por aguas de tipo clorurado. Entre ambas áreas se observa la presencia de aguas cloruradas sulfatadas (pozo 30) y sulfatadas cloruradas (pozos 10, 29 y 23). Finalmente, es interesante indicar que en el extremo suroeste las aguas se enriquecen en sulfatos en ciertos periodos (aguas cloruradas sulfatadas en el pozo 17 en abril de 2013 y octubre 2014).

La relación del ion cloruro y sulfato con el TSD, considerando los valores promedio obtenidos para cada pozo en el periodo de control muestra de nuevo el mismo comportamiento (figura 4.12), con un grupo de aguas en las que destaca el contenido en ión cloruro frente al sulfato, que se sitúan en la parte central-oeste (área Rambleta) y otro grupo con mayor contenido en sulfato, que se sitúan en la parte central-este (Nules-Moncófar-costa).

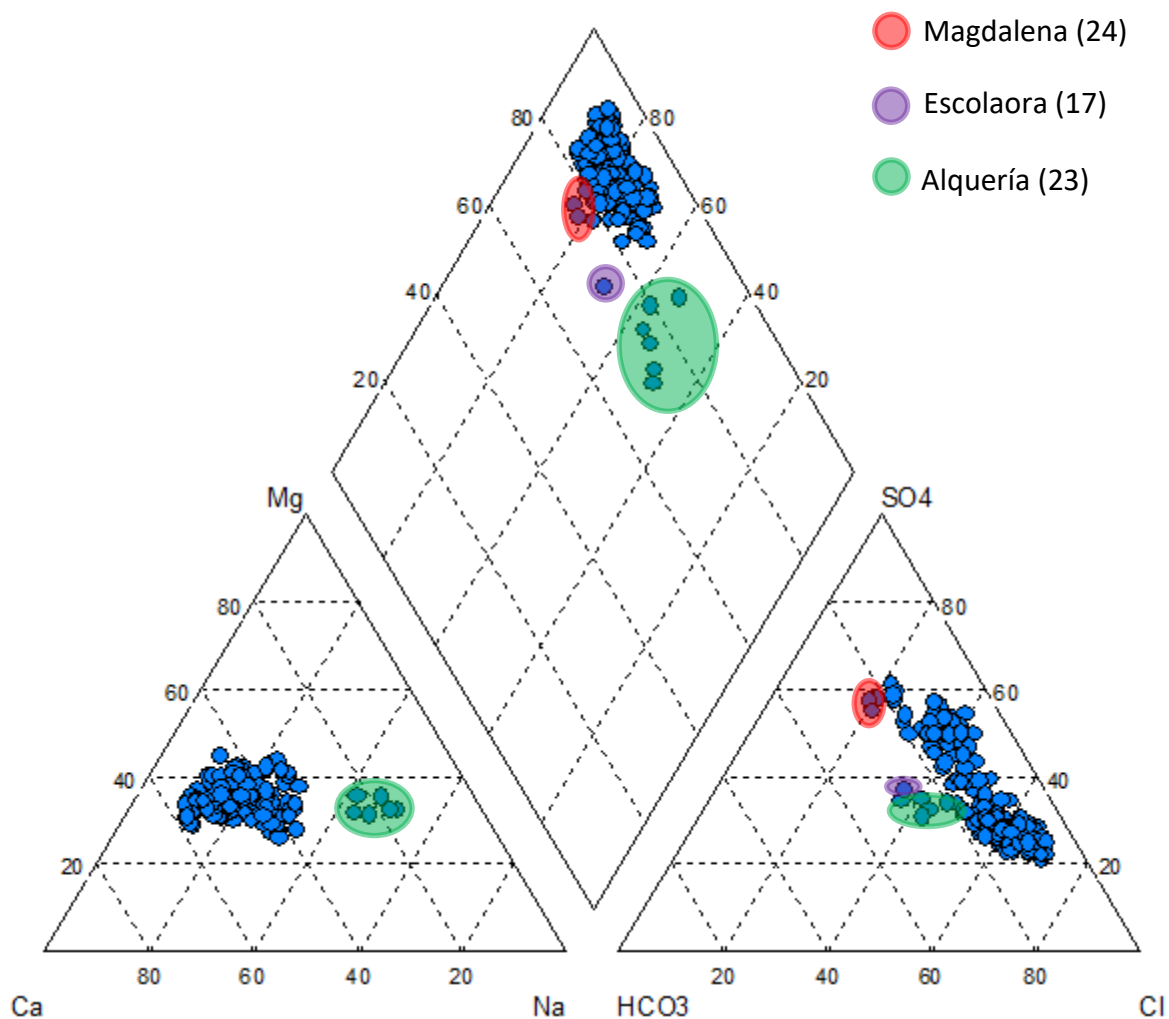


Figura 4.8. Diagrama de Piper de las muestras de la red de control de varias campañas dentro del periodo de control abril 2012-octubre 2014

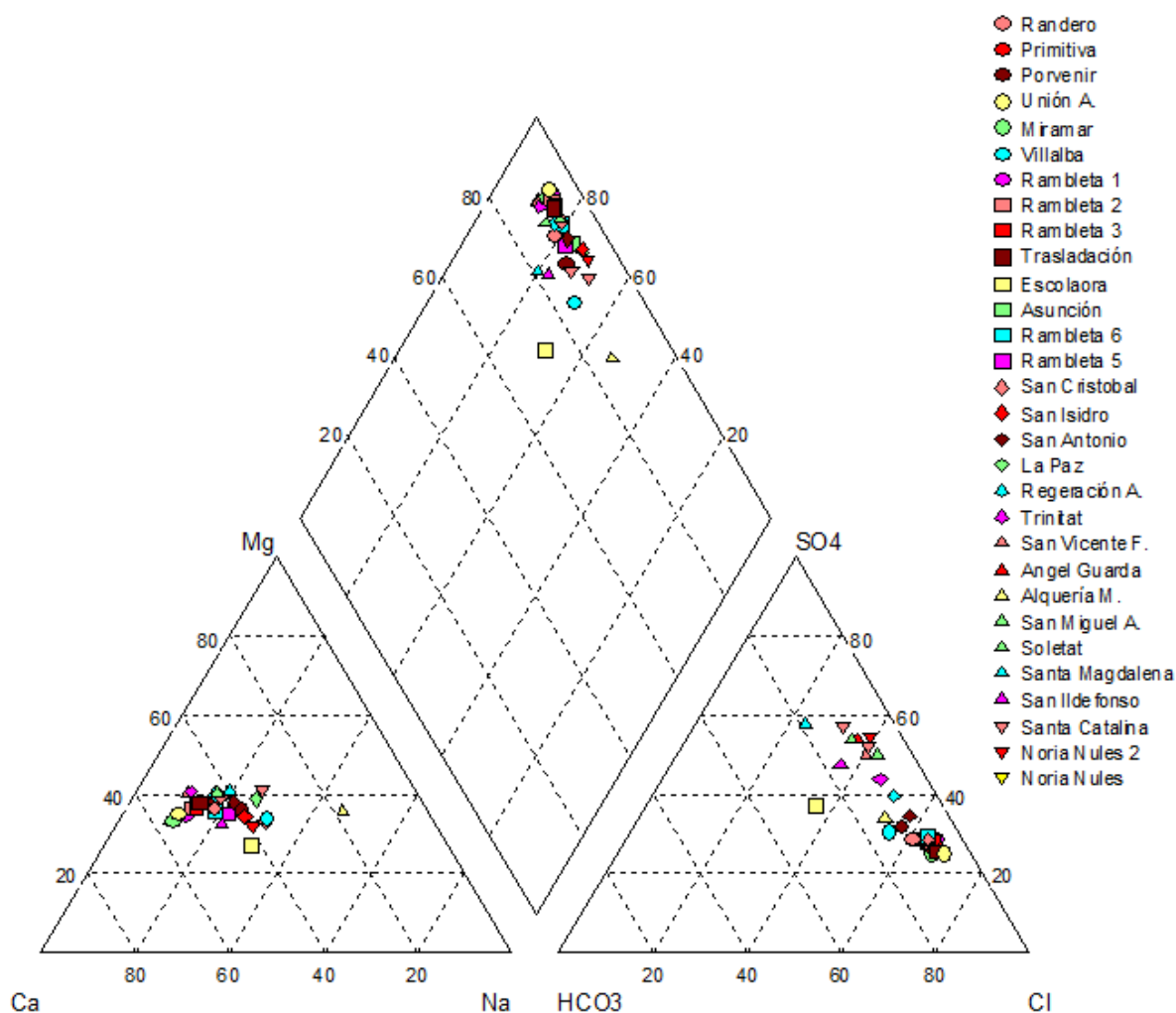


Figura 4.9. Diagrama de Piper de las muestras de la red de control (abril de 2013)

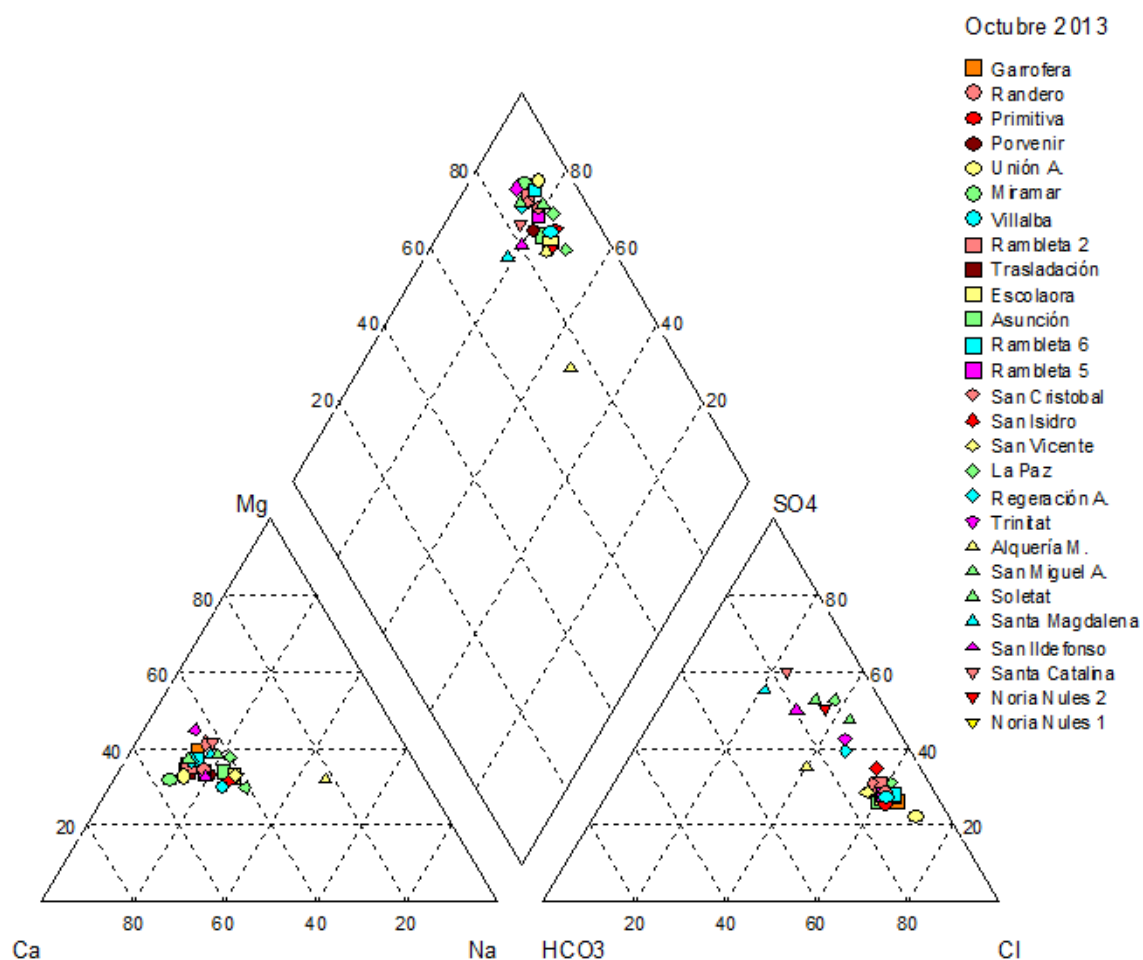


Figura 4.10. Diagrama de Piper de las muestras de la red de control (octubre de 2013)

Tabla 4.1. Facies hidroquímicas en abril de 2013 y octubre de 2013 y facies asignadas para el conjunto del periodo de control (abril 2012-octubre 2014)

ID	Nombre	FACIES HIDROQUÍMICA		FACIES HIDROQUÍMICA (ABRIL 2012-OCTUBRE 2014)	
		Abril 2013	Octubre 2013	Aniones	Cationes
1	Randero 1	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
2	Unión Agrícola	Clorurada cálcica	Clorurada cálcica	Clorurada	Cálcica
5	Rambleta 1	Clorurada cálcica	-	Clorurada	Cálcica
6	Rambleta 2	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
7	Rambleta 3	Clorurada magnesio-cálcica	-	Clorurada	Magnesio-cálcica
8	Rambleta 5	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
9	San Cristóbal	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
10	Regeneración Agrícola	Sulfatada clorurada magnesio-cálcica	Sulfatada clorurada magnesio-cálcica	Sulfatada clorurada	Magnesio-cálcica
11	Trasladación	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica, cálcica
12	Primitiva	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
13	Porvenir	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
14	Asunción	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
15	Rambleta 6	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
16	Villalba	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
17	Escolavra	Clorurada sulfatada sodio-cálcica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica, cálcico-magnésica
19	Paz	Clorurada cálcico-magnésica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
20	San Vicente	-	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
21	San Isidro	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica
22	San Antonio	Clorurada magnesio-cálcica	-	Clorurada	Magnesio-cálcica
23	Alquería-Moncofar	Clorurada magnesio-cálcica	Sulfatada clorurada magnesio-cálcica	Sulfatada clorurada	Magnesio-cálcica
24	Santa Magdalena	Sulfatada cálcico-magnésica	Sulfatada magnesio-cálcica	Sulfatada	Magnesio-cálcica, cálcico-magnésica
25	Santa Catalina	Sulfatada cálcico-magnésica	Sulfatada cálcico-magnésica	Sulfatada	Magnésica-magnesio-cálcica
26	San Ildefonso	Clorurada sulfatada magnesio-cálcica	Sulfatada magnesio-cálcica	Sulfatada	Magnesio-cálcica
27	Soledad	Sulfatada magnesio-cálcica	Clorurada sulfatada magnesio-cálcica	Sulfatada, clorurada	Magnesio-cálcica
28	San Miguel Arcángel	Sulfatada magnesio-cálcica	Sulfatada magnesio-cálcica	Sulfatada	Magnesio-cálcica
29	Santísima Trinidad	Sulfatada clorurada magnesio-cálcica	Sulfatada clorurada cálcico-magnésica	Sulfatada clorurada	Cálcica-cálcico-magnésica
30	San Vicente Ferrer	Sulfatada magnesio-cálcica	-	Clorurada sulfatada	Magnesio-cálcica
31	Ángel de la Guardia	Sulfatada cálcica	-	Sulfatada	Cálcica
32	Miramar	Clorurada cálcica	Clorurada cálcica	Clorurada	Cálcica
35	Noria Nules 2	Sulfatada magnesio-cálcica	Clorurada sulfatada magnesio-cálcica	Sulfatada	Magnesio-cálcica
36	Noria Nules 1	Sulfatada magnesio-cálcica	Sulfatada magnesio-cálcica	Sulfatada	Magnesio-cálcica
37	Garrofera	-	Clorurada magnesio-cálcica	Clorurada	Magnesio-cálcica

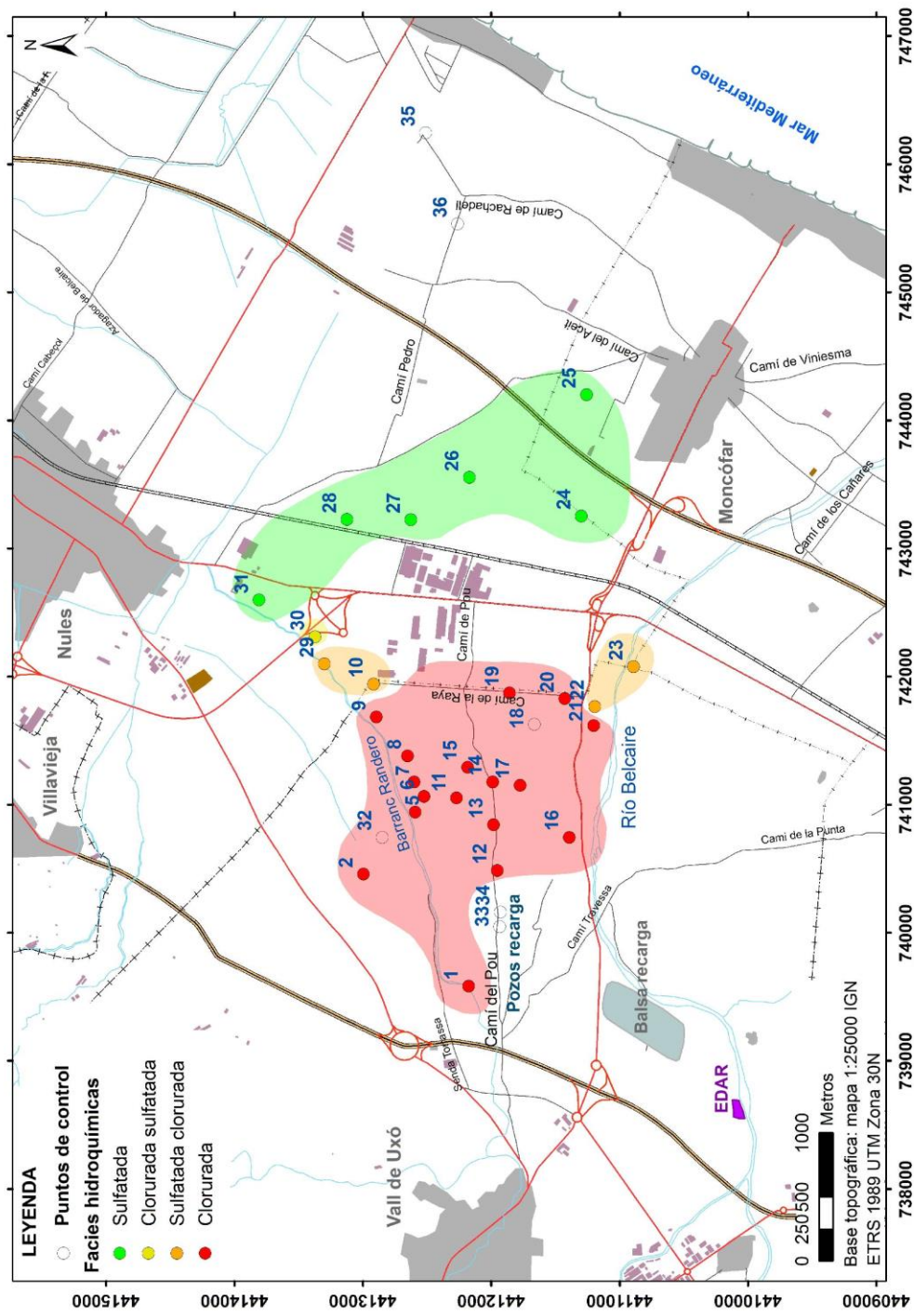


Figura 4.11. Agrupación de pozos según sus facies hidroquímicas (abril de 2012)

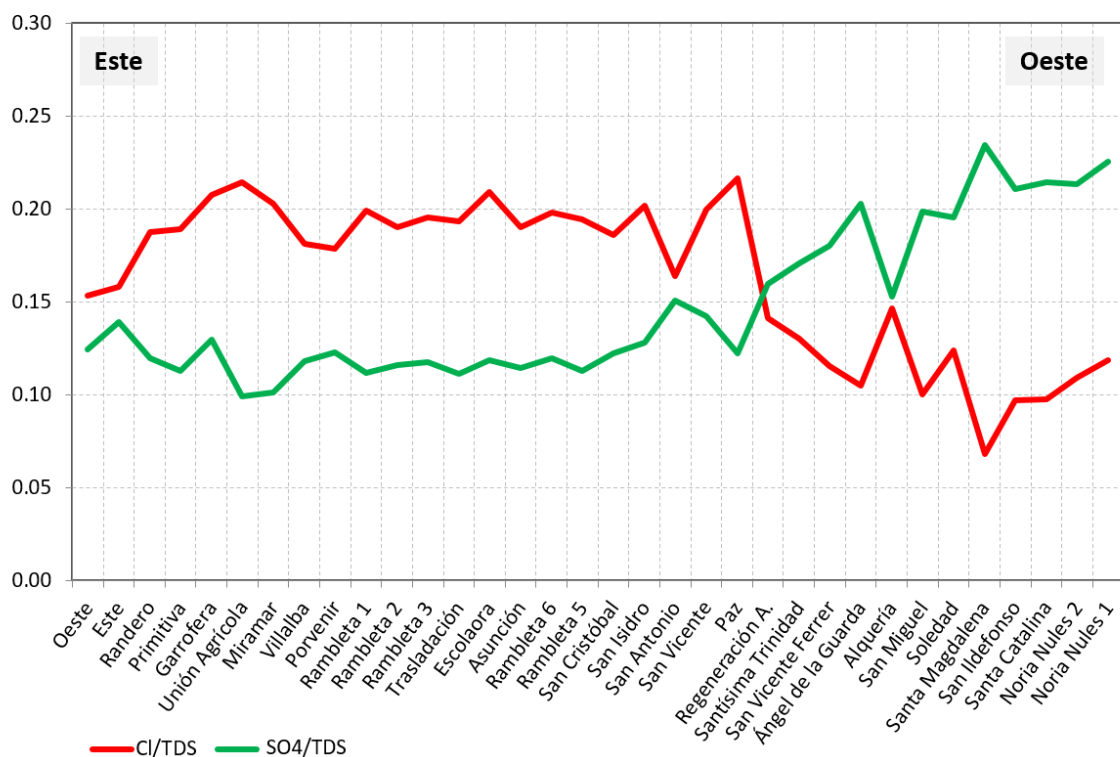


Figura 4.12. Contenido promedio (en el periodo abril 2012-octubre 2014) del ión cloruro y sulfato en relación con el TSD promedio en los pozos de control

La relación $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ en el agua de mar es del orden de 0,11. En el área de estudio este índice está comprendido entre 0,34 (Unión Agrícola –2–) y 2,53 (Santa Magdalena –24–) (figura 4.13), con un valor medio para la zona de 0,79, lo que significa que, independientemente de la afección debida a la intrusión marina, el agua del acuífero está claramente enriquecida en sulfatos. En el área de la Rambleta, se registran los valores más bajos del índice, entre 0,4 y 0,5, mientras que hacia el este, los valores son más elevados, hasta superar el valor de 2,5 en la zona sureste (figura 4.14).

Nos encontramos, por tanto, con la presencia de dos tipos de aguas (sulfatadas y cloruradas) relacionadas con un origen diferente de la salinidad. Por un lado, las aguas sulfatadas se pueden deber a la descarga en el acuífero de flujos regionales procedentes de los acuíferos de borde así como a la contaminación agrícola, mientras que las aguas cloruradas corresponden a la mezcla de agua dulce y agua de mar, como consecuencia del proceso de intrusión marina.

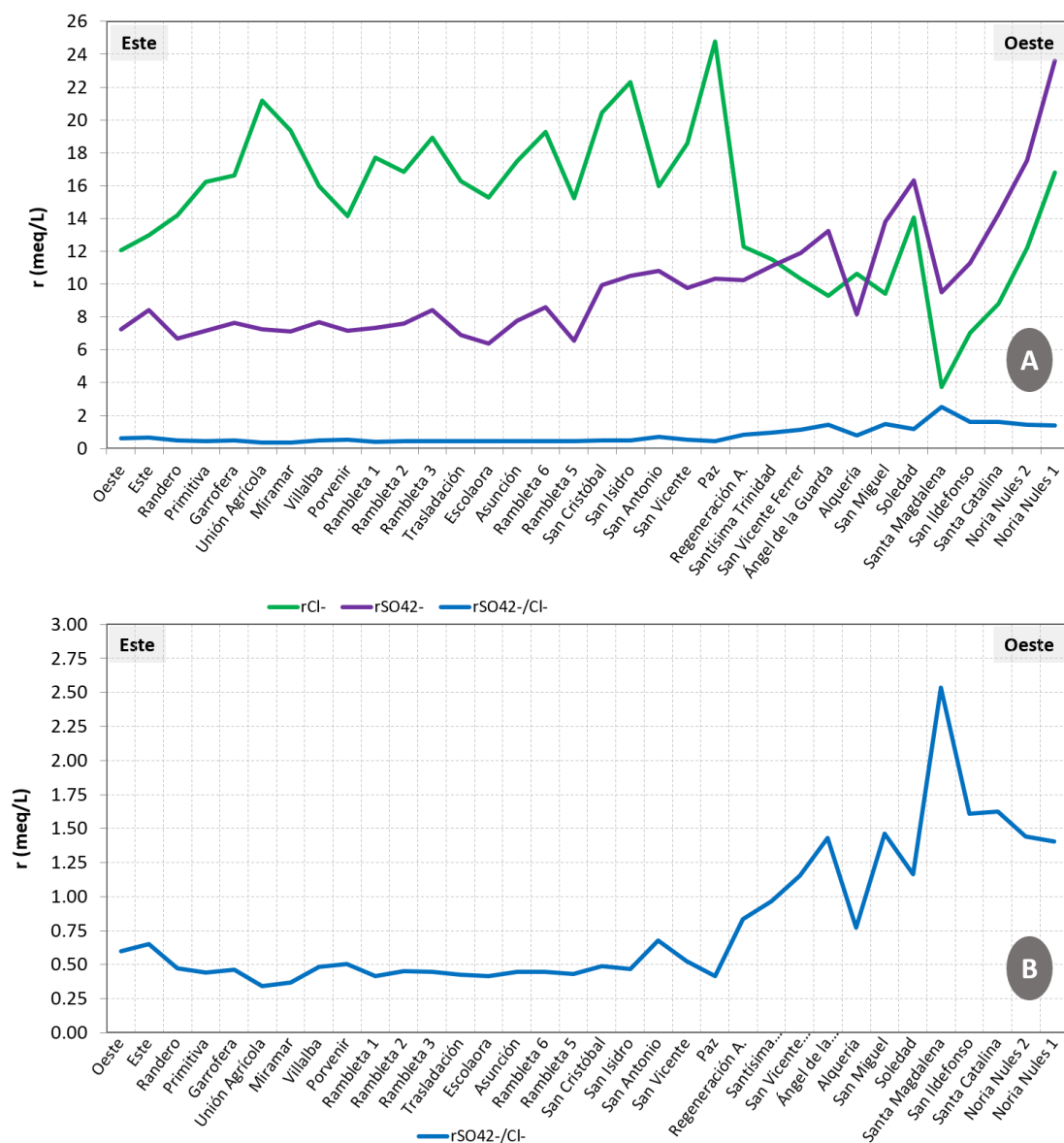


Figura 4.13. A) Valores promedio (periodo abril 2012-octubre 2014) de los iones cloruro y sulfato en meq/L y de la relación SO_4^{2-}/Cl^- en los pozos de control. B) Representación de la relación SO_4^{2-}/Cl^- , utilizando una escala menor en el eje Y

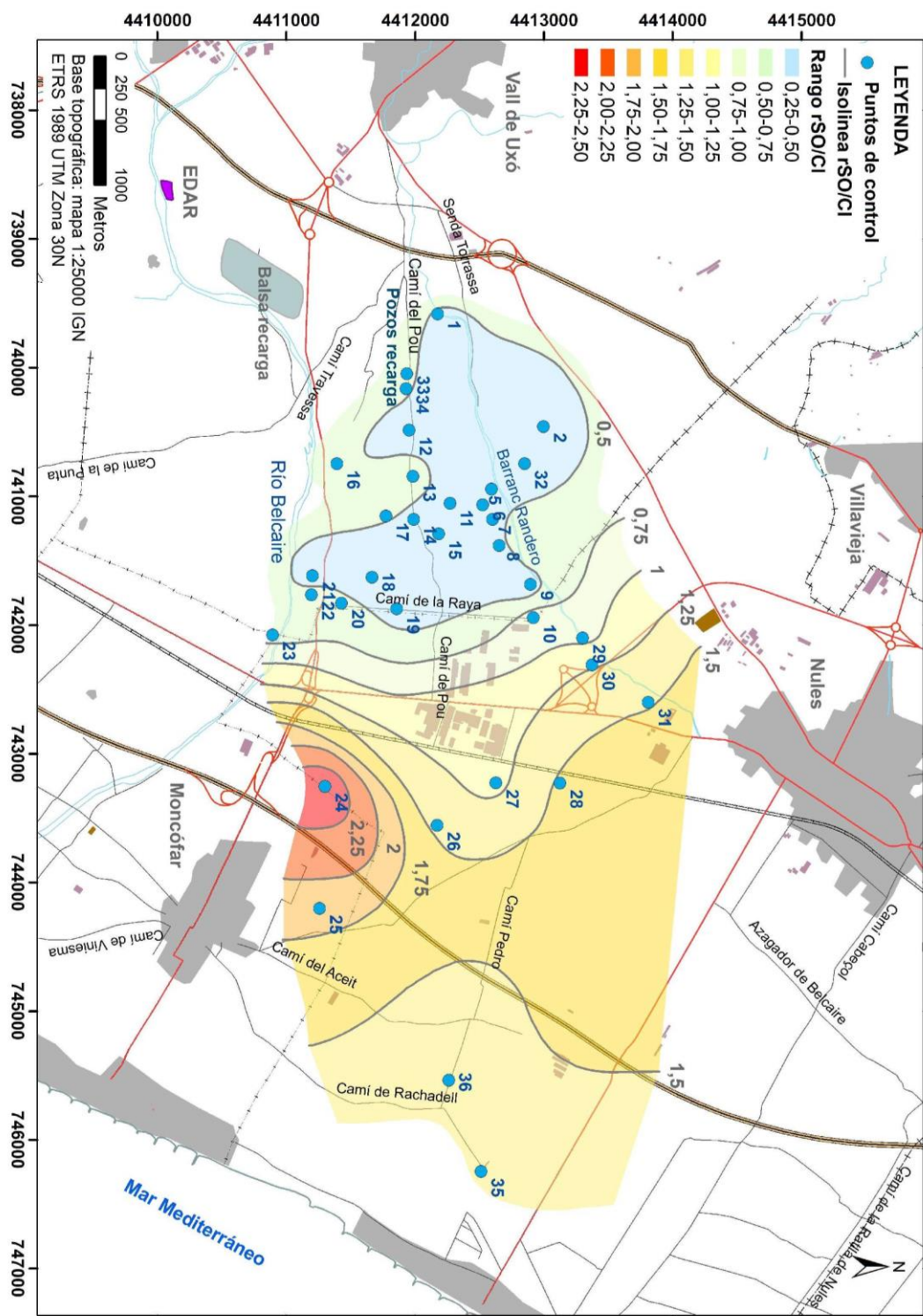


Figura 4.14. Distribución de la relación sulfatos-cloruros (abril 2013)

4.3. Mineralización del agua. Comportamiento de las aguas cloruradas

El contenido medio en ion cloruro para el periodo entre abril de 2012 y octubre de 2014 en la zona de estudio es de 500 mg/L, lo que refleja una elevada salinización del agua. Sin embargo, la concentración del ion cloruro varía espacialmente de forma significativa. Así, considerando los valores promedio en cada punto de control, el valor mínimo se registra en el pozo 24 (130 mg/L), mientras que el valor máximo asciende a 875 mg/L en el pozo 19, lo que demuestra el amplio rango de valores en la zona de estudio.

En la figura 4.15 se representa la distribución del ión cloruro considerando sus valores promedio para cada uno de los puntos de control en el periodo abril de 2012-octubre de 2014; mientras que la figura 4.16 representa la distribución de los cloruros en abril de 2013, mes en el que se alcanzaron las concentraciones más altas. En ambas figuras, se aprecian los valores máximos en la zona central, alrededor del Camí de la Raya, con concentraciones por encima de 800 mg/L. De hecho, en toda la zona central-oeste, los cloruros se sitúan por encima de 500 mg/L. Entre esta zona y la costa, se observa que la concentración de cloruros disminuye hasta valores incluso inferiores a 200 mg/L (zona sur), con un rango de valores hasta la población de Moncófar entre 200 y 400 mg/L, para aumentar de nuevo a la altura de dicha población hacia el mar.

Esta peculiar distribución de la concentración de cloruros responde a un modelo en el que el avance del frente salino no tiene lugar exclusivamente mediante desplazamiento lateral sino que la explotación intensiva localizada ha dado lugar a un proceso de ascenso vertical de un domo salino (*upconing*) en la zona de La Rambleta-Camí de la Raya. El estudio detallado de este proceso de *upconing*, su génesis, morfología y evolución, se desarrolla en el capítulo 5.

En cuanto a la evolución temporal del ión cloruro, la mayor parte de los puntos muestran un comportamiento muy similar, sin grandes variaciones a lo largo del periodo de control, si bien se puede considerar el mes de abril de 2013, como ya se ha comentado, el que presenta las máximas concentraciones (figura 4.17). No obstante, tienen lugar ciertas divergencias respecto al comportamiento general. Dentro de las aguas cloruradas, se observa en determinados puntos importantes cambios en la concentración del ión, con diferencias entre los valores máximos y mínimos de más de 300 mg/L: se trata del punto con mayor concentración (pozo La Paz –19–) y del pozo Villalba (16), que también se sitúa en la zona caracterizada por el proceso de *upconing* pero en su límite oeste-sur, dónde parece que tiene lugar la entrada de agua más dulce (figuras 4.15 y 4.16). Lo mismo sucede con el punto Rambleta 5 (8), con variaciones de 280 mg/L, situado en la zona central-norte.

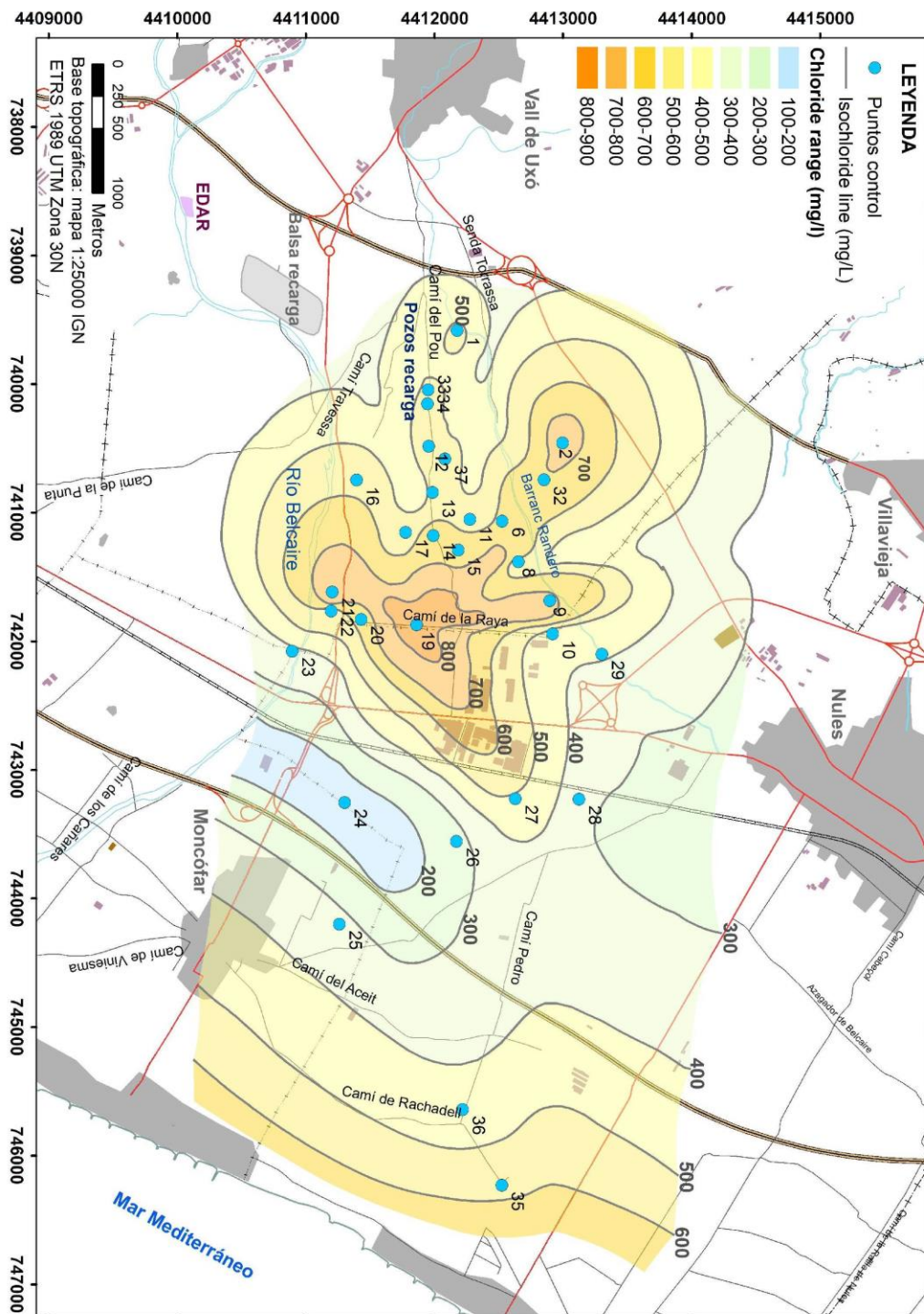


Figura 4.15. Distribución del valor promedio del ión cloruro en el periodo abril 2012-octubre 2014

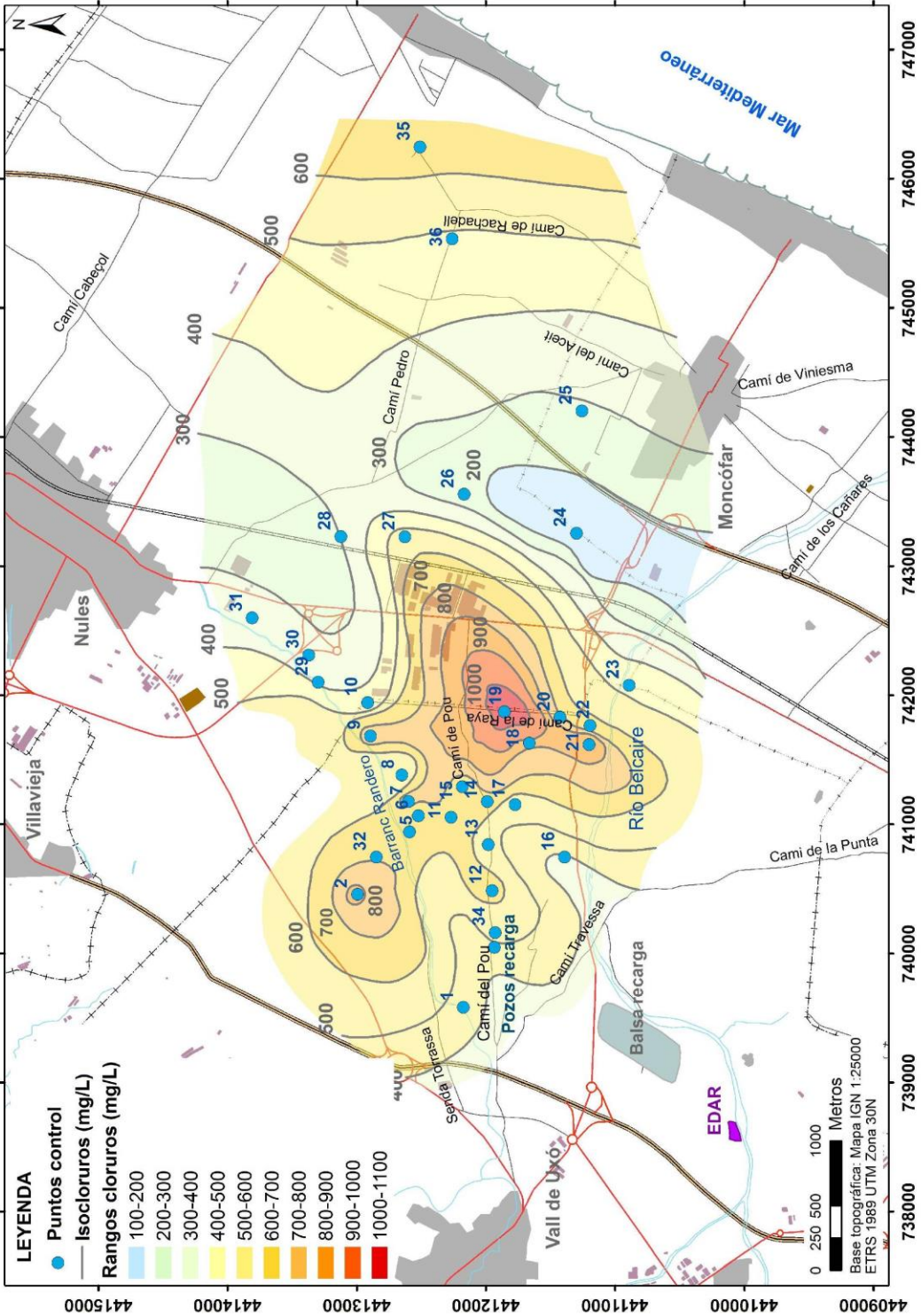


Figura 4.16. Distribución del ión cloruro (abril 2013)

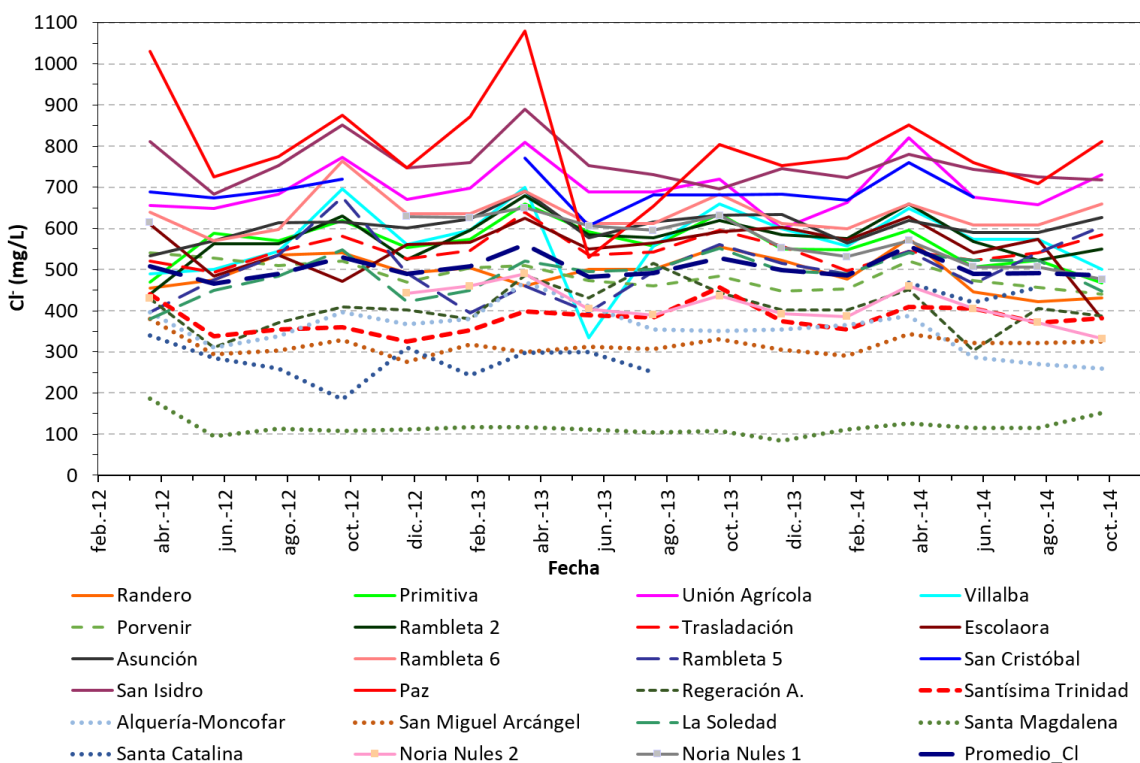


Figura 4.17. Evolución de la concentración de cloruros en los puntos de control en el periodo abril 2012- octubre 2014

En general, el comportamiento de la concentración de cloruros (valores promedios de los pozos de control) se muestra más estable que la variación del nivel piezométrico, con concentraciones comprendidas entre 475 y 550 mg/L aunque tengan lugar variaciones en el nivel piezométrico de 1,5-2,30 m. (figura 4.18). Esto indicaría la inercia del sistema en relación con el contenido del ión cloruro.

4.4. Mineralización del agua. Comportamiento de las aguas sulfatadas

La distribución del ión sulfato (figura 4.19) muestra los valores máximos en la zona central-norte (pozos 27 y 28), con concentraciones comprendidas entre 700 y 900 mg/L, y en la zona este, con valores entre 700 y 1.250 mg/L. Por su parte, los valores mínimos se encuentran en el área de la Rambleta y en la zona central-sur, con concentraciones entre 300 y 500 mg/L. Los altos

contenidos de este ión podrían asociarse a un proceso de enriquecimiento de sulfatos a lo largo del flujo relacionado con la aplicación de fertilizantes, ya que el bisulfato amónico ha sido abundantemente utilizado en las últimas décadas. La distribución del ión nitrato (figura 4.20), con valores comprendidos entre 150 y 500 mg/L, corrobora la fuerte afección de la actividad agrícola en este sector del acuífero y muestra un patrón de distribución espacial coincidente con el del ion sulfato a excepción de la zona este, que presenta un descenso de las concentraciones de nitrato mientras que el ión sulfato registra valores máximos.

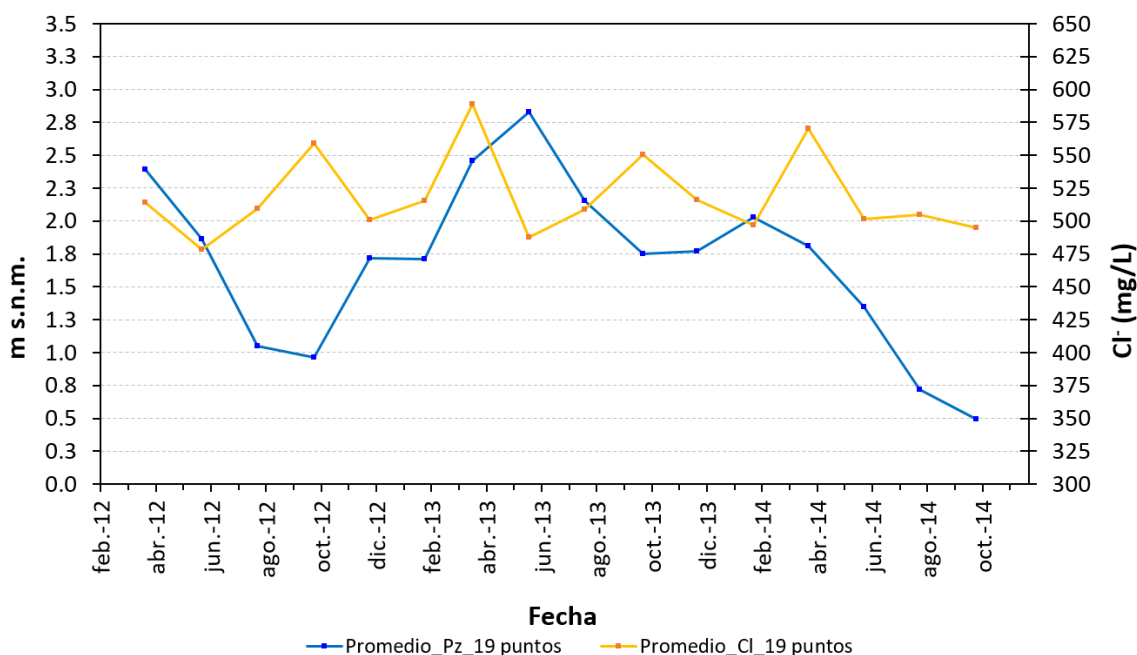
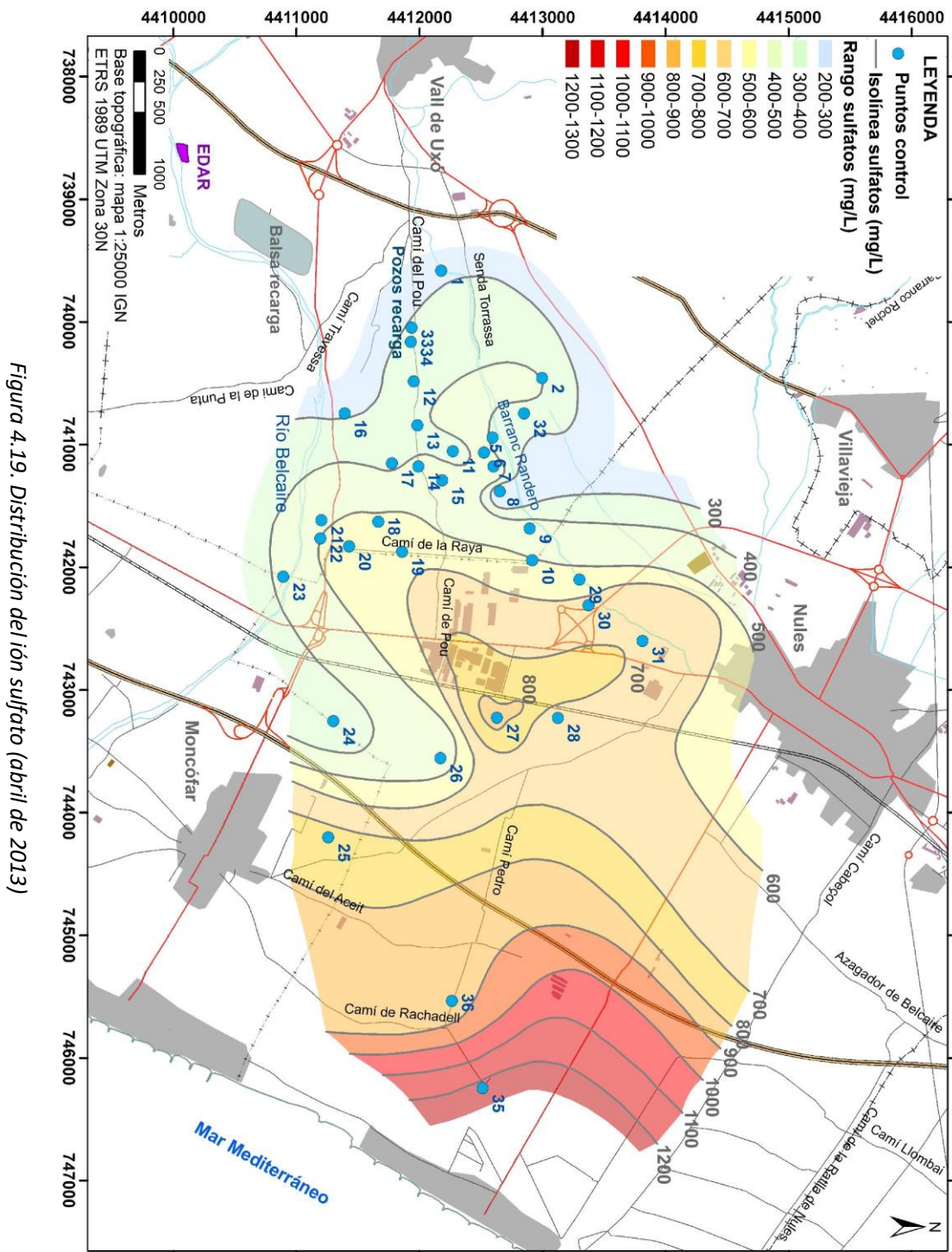


Figura 4.18. Evolución de la concentración promedio de cloruros y del nivel piezométrico promedio en el periodo abril 2012-octubre 2014

En este último sector se detectan las máximas concentraciones de estroncio (figura 4.21), entre 1 y 4 mg/L, lo que estaría de acuerdo con la sugerencia de Giménez (1994) sobre el origen común del sulfato y del estroncio relacionados con la descarga lateral de flujos regionales procedentes de los acuíferos triásicos de borde.

En resumen, el agua subterránea del sector del acuífero estudiado es de tipo sulfatado, probablemente debido a la contaminación agrícola y a la descarga de agua sulfatada en la parte central-este, y está afectada por un proceso de intrusión marina que se manifiesta de manera más notable en la zona oeste (área de la Rambleta).



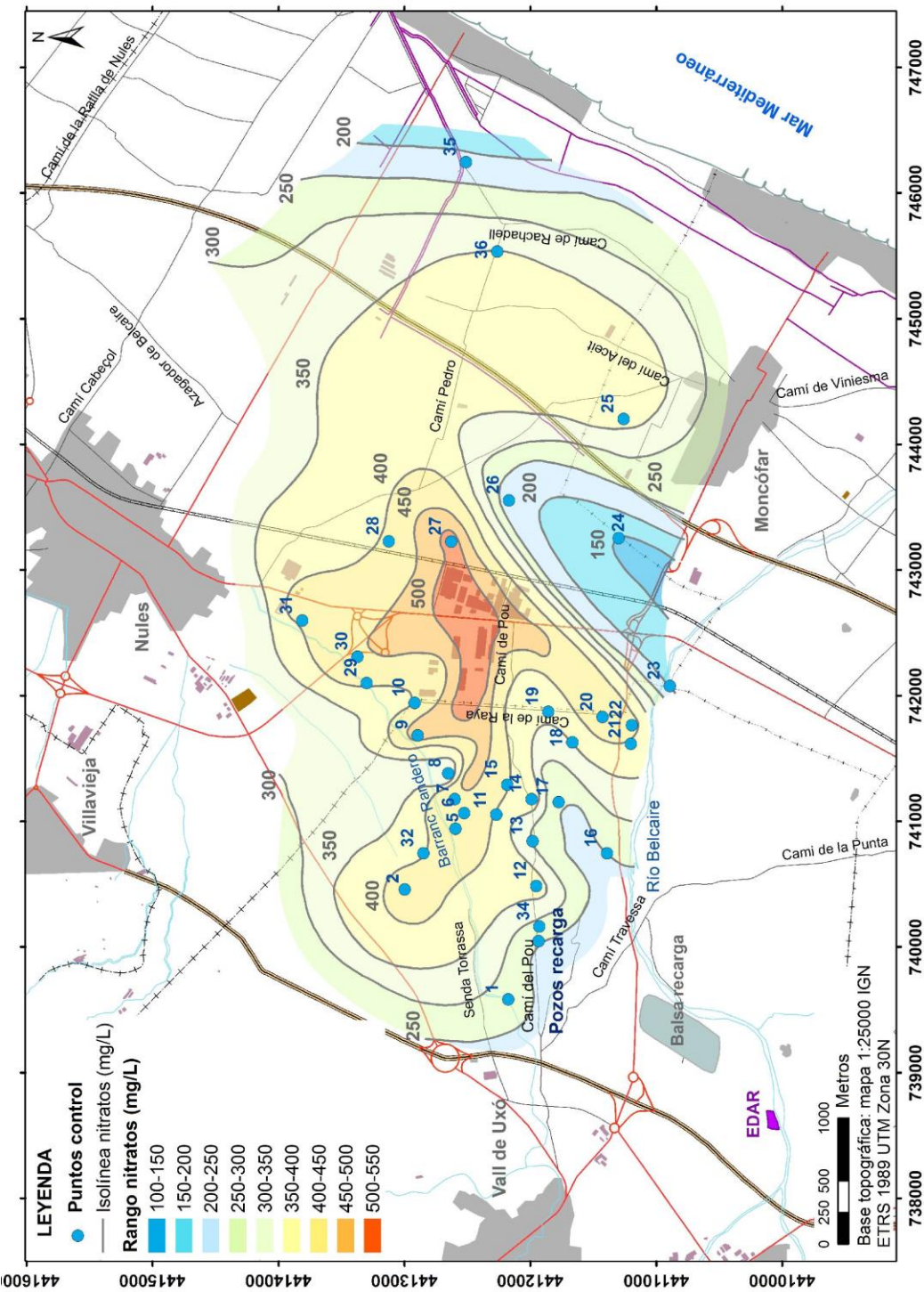


Figura 4.20. Distribución del ión nitrato (abril de 2013)

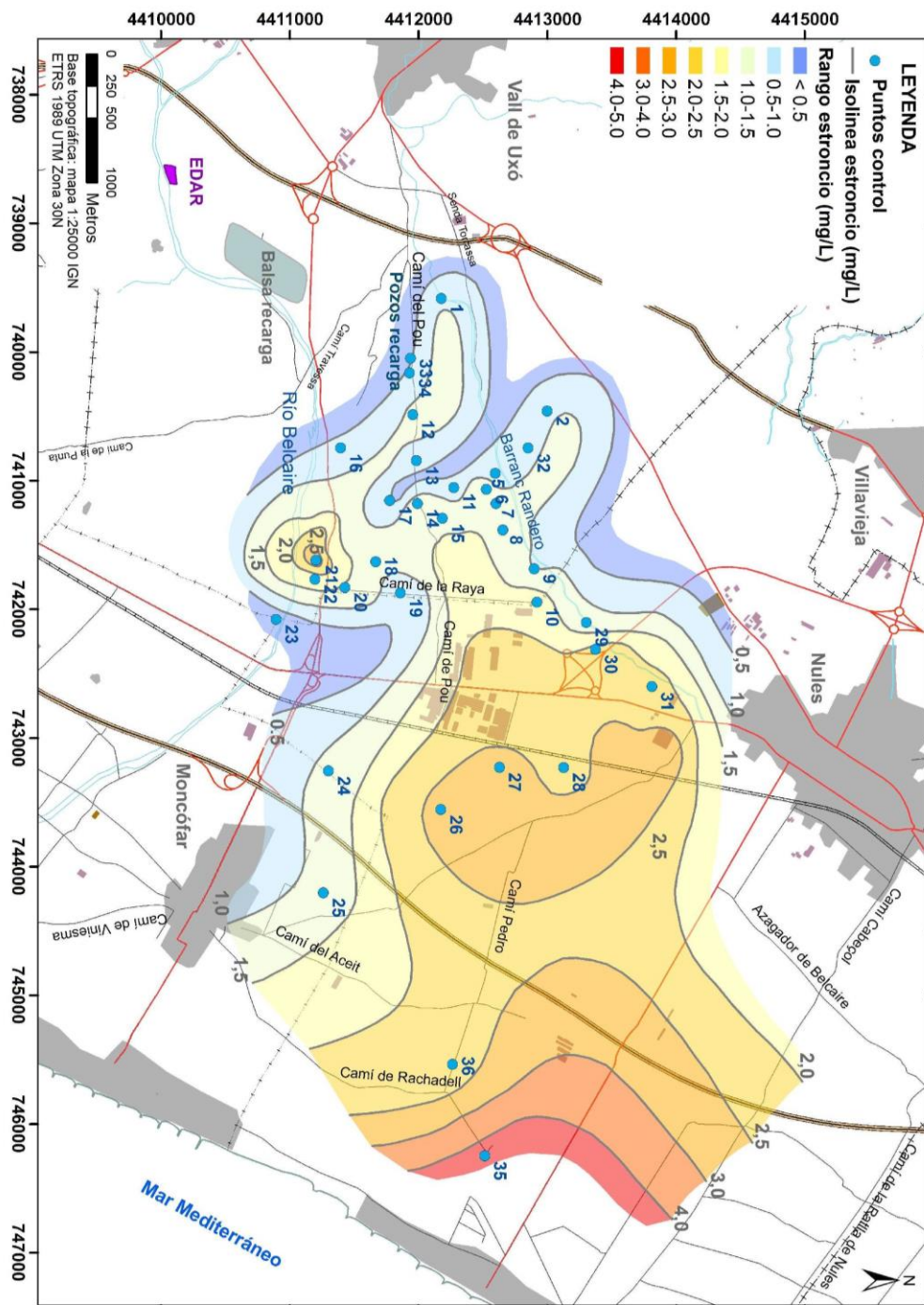


Figura 4.21. Distribución del ion estroncio (abril de 2013)

4.5. Análisis de la presencia de nitratos en las aguas subterráneas

Como ya se ha comentado, la zona de estudio se caracteriza por una concentración de nitratos muy elevada. El valor medio obtenido en los puntos de control muestreados entre los meses de abril de 2012 y octubre de 2014 es de 334 mg/L, con todos los puntos con concentraciones superiores a 170 mg/L y el 50% de ellos por encima de 350 mg/L (Tabla 4.2). En concreto, en el rango con mayor concentración, de 401 a 450 mg/L, se encuentran 9 puntos de control, que corresponde a un 26%.

Tabla 4.2. Distribución de la concentración promedio del ión nitrato en los puntos de control

Rango NO_3^- (mg/L)	Nº Puntos	%
0-50	0	0
51-100	0	0
101-150	0	0
151-200	3	9
201-250	3	9
251-300	5	15
301-350	6	18
351-400	8	23
401-450	9	26

La distribución geográfica, con ligeras variaciones estacionales, sigue el patrón indicado en la figura 4.20. Así, las mayores concentraciones de nitratos (por encima de 450 mg/L), se sitúan en la zona central norte, con el valor máximo en el pozo 27 (520 mg/L). Según la campaña también presentan valores que superan los 450 mg/L los pozos 1, 2, 5, 7, 9, 15, 28, 29 y 30. Los valores mínimos se encuentran en el suroeste (pozos 16 y 17), en el sureste (pozos 24, 23 y 26) y en la zona costera (35).

En cuanto la evolución temporal, la concentración del ión nitrato registra una concentración relativamente constante, excepto en los meses de verano de 2013. En este periodo se registran los valores mínimos, con variaciones en la mayoría de los pozos de 100-125 mg/L (figura 4.22). Considerando la concentración media mensual, se observa que el valor máximo (354 mg/L) tiene lugar en octubre de 2013, mientras que los valores mínimos se registran en junio y agosto de 2013, con 281 y 286 mg/l, respectivamente.

La evolución de cada uno de los puntos de control muestra ligeras diferencias respecto al valor promedio, con un grupo numeroso de pozos que presentan una evolución similar (figura 4.22). Estos pozos se sitúan en la zona central de La Rambleta, alrededor del camí del Pou y el camí de la Raya, en la partida Torassa (pozos 2 y 32) y en la costa (puntos 35 y 36) (figura 4.20).

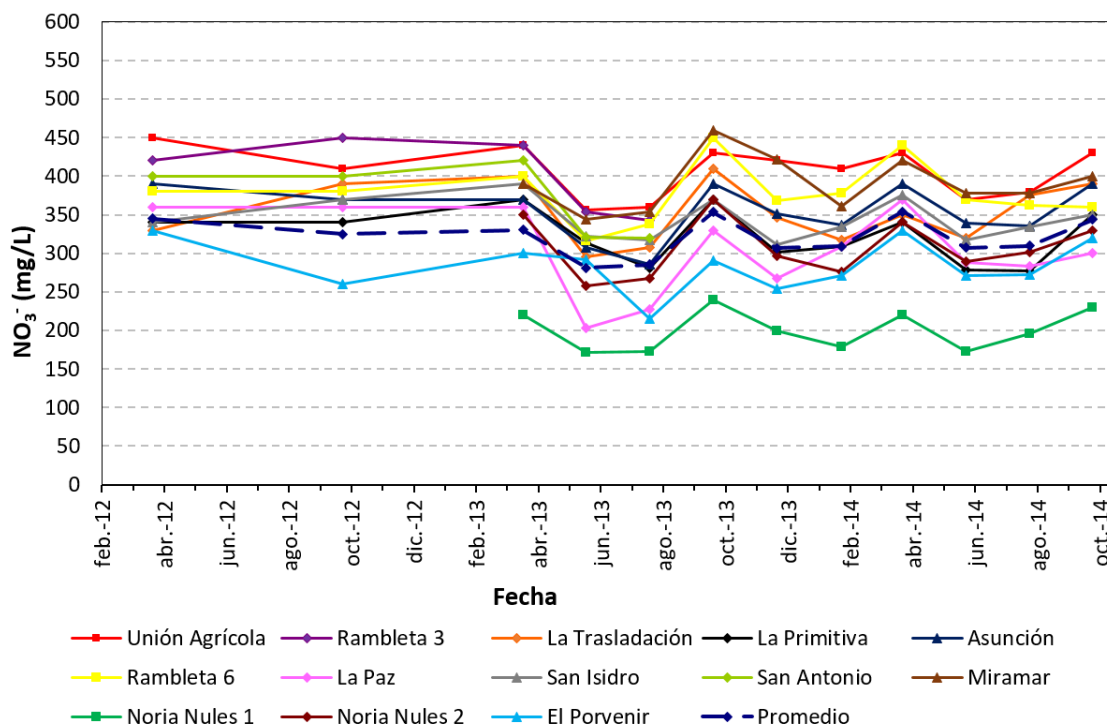


Figura 4.22. Evolución de la concentración del ión nitrato en 13 puntos de la red de control y evolución de la concentración promedio mensual de nitrato

La relación entre la concentración del ión nitrato y la evolución piezométrica muestra una evolución divergente (figura 4.23), sobretodo a partir de abril de 2013.

4.6. Elementos minoritarios y trazas

En las campañas semestrales se han analizado los iones fluoruro, bromuro, litio, boro, estroncio, arsénico, cromo y mercurio, en este último caso únicamente en tres campañas.

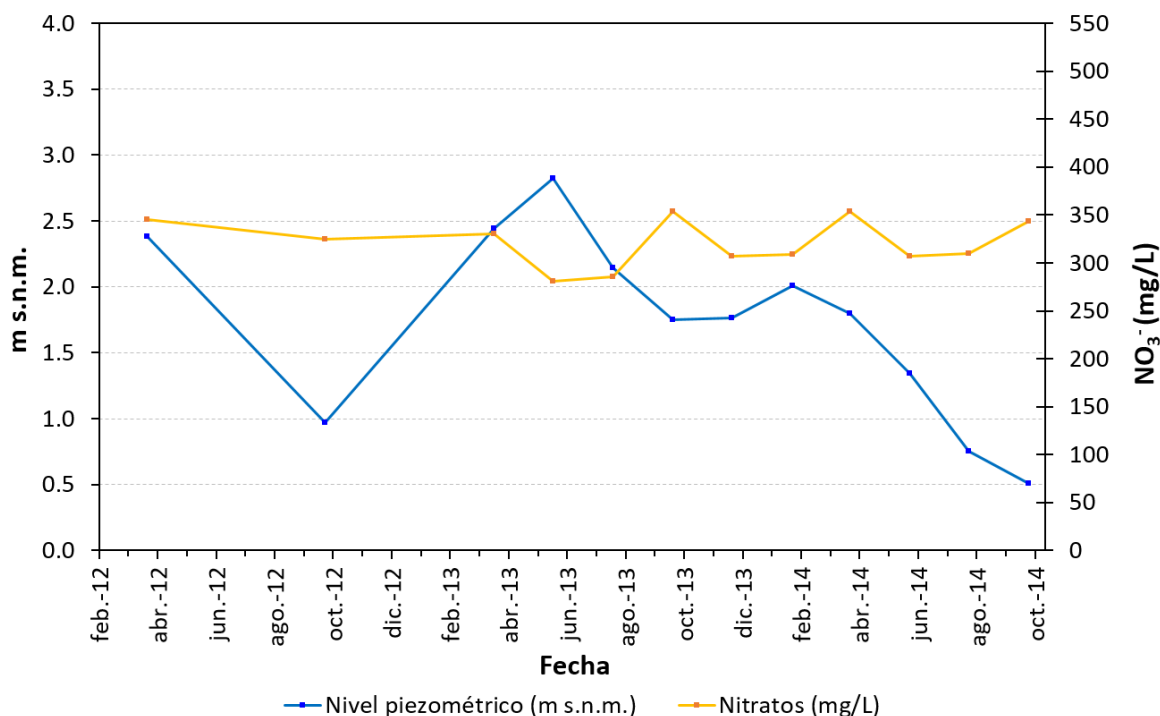


Figura 4.23. Evolución de los valores promedio mensuales de la piezometría y de la concentración del ión nitrato

4.6.1. Elementos minoritarios

El patrón de comportamiento de litio presenta variaciones temporales y espaciales significativas. Así, el litio varía entre 6,8 y 379 $\mu\text{g/L}$. La campaña de octubre de 2012 muestra los valores máximos para la mayoría de los puntos de control, registrándose un valor promedio de 96 $\mu\text{g/L}$, el doble del valor mostrado en las campañas de abril de 2012 y octubre de 2013 (tabla 4.3). Espacialmente, la diferencia de valores resulta aún mayor (figuras 4.24 y 4.25), destacando la zona oeste con los valores más bajos, alrededor de 10 $\mu\text{g/L}$, frente a la zona central, especialmente el

área formada por los pozos 26 y 27, que presentan concentraciones que superan los 100 µg/L en todas las campañas y valores promedio de 184 y 190 µg/L, respectivamente. Estos dos pozos marcan sus concentraciones máximas en la campaña de octubre de 2012 con 283 y 314 µg/L, respectivamente. No obstante, el pozo que presenta los valores más altos es el pozo 21, en la zona central sur, con concentración promedio para todas las campañas de 223 µg/L y un valor máximo en la campaña de octubre de 2012 de 379 µg/L. Los puntos 35 y 36, con muestras a partir de abril de 2013, presentan valores cercanos a 125 µg/L. Se observa, por tanto, un patrón de distribución muy similar al del estroncio (figura 4.21), de modo que se puede inferir un origen común y, como se explica en el apartado 4.4, relacionado con aportes de agua sulfatada procedentes de los relieves internos que alcanzan el acuífero a través de altos estructurales existentes en el substrato.

Tabla 4.3. Concentraciones promedio para cada campaña de bromuro, flúor, estroncio, litio, boro, arsénico, cromo y mercurio

	Apr-12	Oct-12	Apr-13	Oct-13	Apr-14	Oct-14
Bromo (mg/L)	1,17	1,10	1,12	1,06	1,27	1,03
Flúor (mg/L)	0,14	-	0,16	0,20	0,26	0,14
Estroncio (mg/L)	1,23	1,41	1,37	1,35	1,92	1,73
Litio (µg/L)	41,0	95,7	50,6	39,6	52,0	63,0
Boro (µg/L)	141,4	96,2	79,7	75,7	88,7	94,4
Arsénico (µg/L)	0,21	0,41	0,27	0,27	0,38	0,36
Cromo (µg/L)	0,62	1,65	1,50	0,96	2,07	1,34
Mercurio (µg/L)	0,78	-	0,47	-	-	1,27

En lo que se refiere al estroncio, se observan también importantes variaciones, con un amplio rango de concentraciones, entre los 0,3 mg/L registrados en el pozo 23 y los 6,0 mg/L en el punto 35. Como ya se ha indicado, los valores mínimos se sitúan en la parte oeste, en la central y en la central-sur (área del pozo 23), mientras que los valores máximos se sitúan en zona central-este, con contenidos de estroncio por encima de los 2,0 mg/L en los pozos 21, 26, 27, 28, 30, 31, 35 y 36 (figura 4.21). En cuanto a la variación temporal se distinguen dos campañas con valores promedios entre 1,7 y 1,9 (abril de 2012 y abril de 2014); el resto de campañas se sitúan entre 1,2 y 1,4 mg/L (tabla 4.3).

El bromuro muestra escasa variabilidad temporal, con los promedios calculados para las diferentes campañas entre 1,03 mg/L (octubre 2014) y 1,27 mg/L (abril 2014), y con el resto de campañas con valores próximos a 1,10 mg/L (tabla 4.3). Sin embargo, muestra significativos cambios espaciales (figura 4.26), con un patrón de distribución similar al de los cloruros (figura 4.16), con los valores máximos en los puntos 2, 9, 19, 21 y 35. El caso del pozo 21, con concentraciones elevadas de litio, estroncio y bromuro, puede relacionarse con una zona donde tiene lugar la mezcla de las aguas cloruradas y sulfatadas.

En el caso del boro, las concentraciones máximas se registran en abril de 2012, con un promedio para todos los puntos de control de 140 µg/L, mientras que en el resto de campañas la concentración varía entre 75 y 95 µg/L. Los pozos con mayores contenidos, superando en todos los casos 100 µg/L son los pozos 10, 16, 20, 22, 23, 25 y 29. Por el contrario, en la zona noroeste los pozos se sitúan entre 50 y los 75 µg/L (figuras 4.27).

El flúor presenta menor variación temporal y espacial que el resto de elementos. Las campañas con concentraciones mayores son octubre de 2013 y abril de 2014, con concentraciones de 0,20 y 0,26 mg/L, respectivamente (tabla 4.3). No se observa un patrón espacial definido, registrando la mayoría de los pozos contenidos entre 0,15 y 0,20 mg/L, con solamente tres pozos con valores por encima de 0,25 mg/L, los puntos 26, 29 y 35.

4.6.2 Elementos traza

En cuanto a los elementos traza, el arsénico presenta concentraciones bajas y relativamente homogéneas en la zona de estudio, con la mayoría de los pozos sobre 0,25 µg/L y solamente cuatro pozos con concentraciones que rondan 0,50 µg/L (17, 20, 27 y 32). Por tanto, las concentraciones promedio de cada campaña están por debajo de 0,50 µg/L, alcanzándose en octubre los valores máximos, con un valor promedio de 0,41 µg/L, mientras que los mínimos se obtienen en la campaña de abril de 2012, con una concentración promedio de 0,21 µg/L (tabla 4.3)

Por su parte, el cromo total se encuentra normalmente en concentraciones inferiores a 1 µg/L; sin embargo, nueve pozos presentan una concentración entre 1 y 2 µg/L y cuatro pozos alcanzan concentraciones superiores a 5 µg/L (9, 10, 22 y 23), destacando el pozo 9 con una concentración promedio de 18 µg/L y alcanzando 37 µg/L en la campaña de abril de 2012. Esta distribución del cromo (figura 4.28) parece indicar la relación de este elemento con vertederos incontrolados que se sitúan cerca del barranco Randero (VA1 y V8 en figura 4.29) y con el cauce del río Belcaire en el que se han producido durante muchos años el vertido del efluente de dos depuradoras industriales relacionadas con la industria del curtido (AR6 y AR18 en figura 4.29).

En el caso del mercurio se cuenta con tres campañas, abril de 2012, abril de 2013 y octubre de 2014, en las que se observan importantes diferencias en los resultados obtenidos, con promedios para cada campaña que varían entre 0,78 µg/L, 0,47 µg/L y 1,27 µg/L, respectivamente. Así, en la primera campaña, se obtienen concentraciones por encima de 1 µg/L en los pozos 2, 5, 7, 12, 13, 22 y 23 (tabla 4.4). En la campaña de abril de 2013, la mayoría de los pozos presenta concentraciones de mercurio muy inferiores a las de la campaña anterior y menores de 0,5 µg/L. Sin embargo, los pozos con concentraciones más importantes de mercurio se mantienen prácticamente en los mismos niveles (3,9 µg/L en pozo 2) o presentan un significativo incremento (de 1,74 a 3,5 µg/L en el pozo 7). También se registran ascensos en 6 y 17, que se sitúan en abril de 2013 por encima de 1 µg/L. En la campaña de octubre de 2014, se registra un ascenso generalizado del mercurio, con un total de 10 pozos con concentraciones cercanas a 1 µg/L y superiores, destacando los pozos 2 (4,4 µg/L), 17 (4,38 µg/L) y 23 (5,07 µg/L). Los pozos con mayores concentraciones de mercurio se concentran en la Rambleta en su mitad norte y en el área formada por los pozos 21 y 23, en la zona central sur (figura 4.30).

López-Gutiérrez et al. (2010) plantea la existencia de un mercurio geogénico o natural, presente en la propia matriz del acuífero, en los sedimentos que constituyen su relleno, dado que su área fuente está ocupada por materiales triásicos que presentan mineralizaciones de mercurio (sulfuros de mercurio) (figura 4.29). Su movilización se relaciona con las tasas de bombeo, que favorecerían la movilidad de la fase coloidal en la que se encontraría adsorbido el mercurio. El mercurio solubilizado (Hg^{2+}) se estabilizaría en el medio acuoso como Hg^0_{aq} , que sería la especie mayoritaria y que estaría esencialmente adsorbida a los minerales de la arcilla en fase coloidal. Por tanto, la presencia de mercurio estaría relacionada con pozos con altas tasas de bombeo que en su zona de influencia se encuentren sedimentos con mineralizaciones de mercurio. En este sentido, los pozos 2, 12, 13, 17 y 23, tienen altas tasas de bombeo sobretudo en época estival. Por su parte, el pozo 1, con tasas de bombeo altas, presenta un contenido en mercurio en general bajo, lo que podría indicar que en el límite oeste no existe presencia de mercurio en la matriz del acuífero.

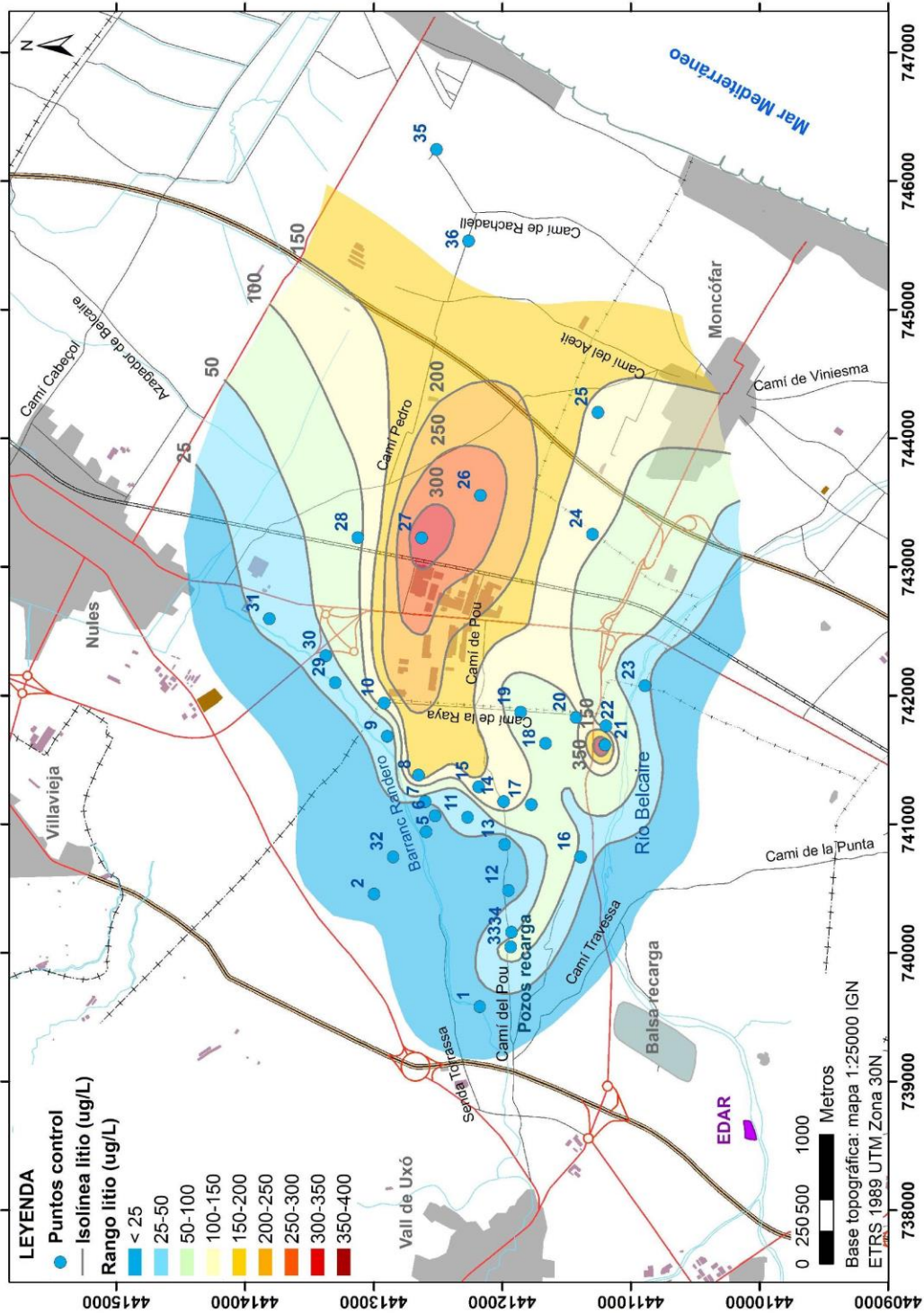


Figura 4.24. Distribución del ión litio (octubre de 2012)

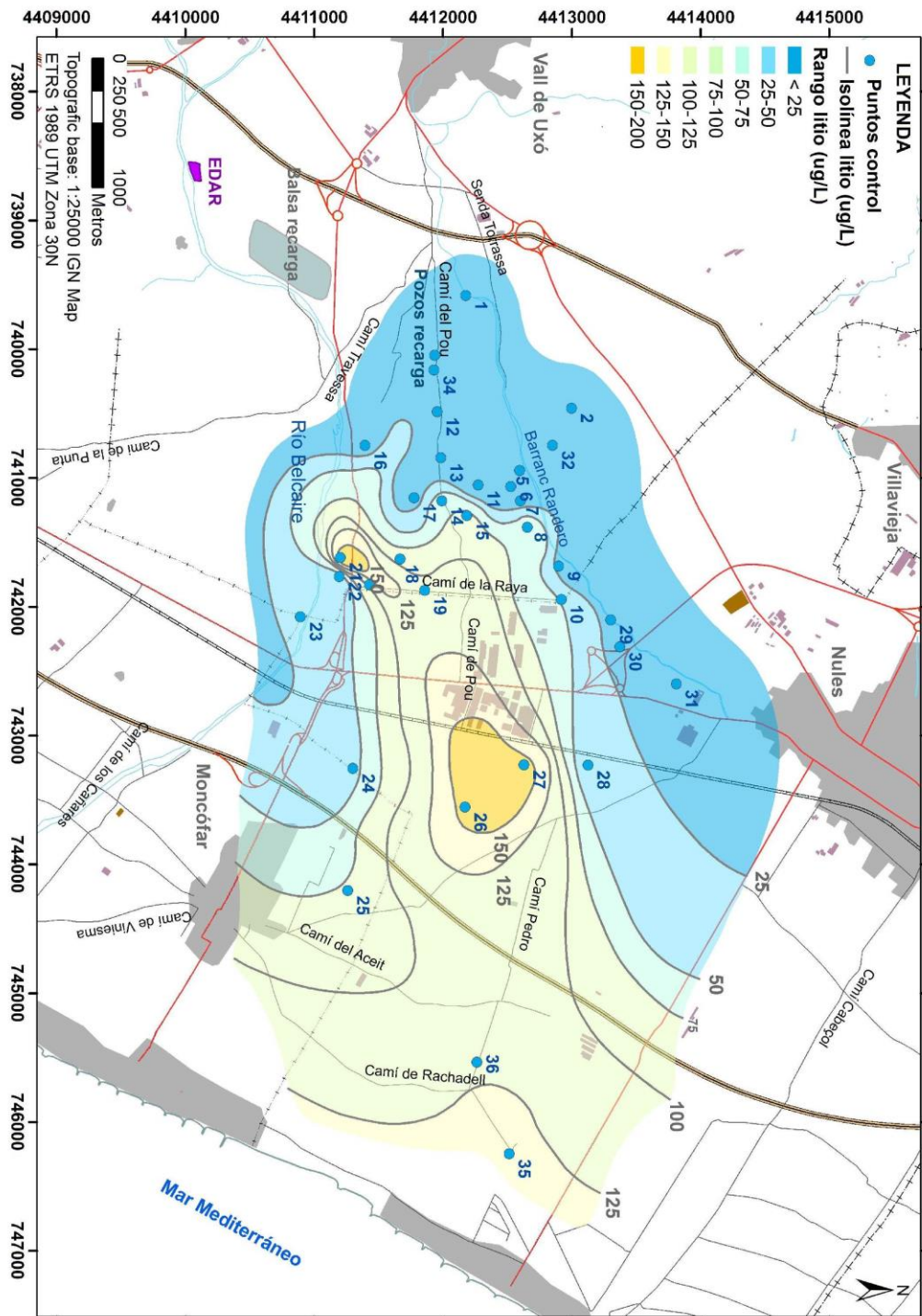


Figura 4.25. Distribución del ión litio (abril de 2013)

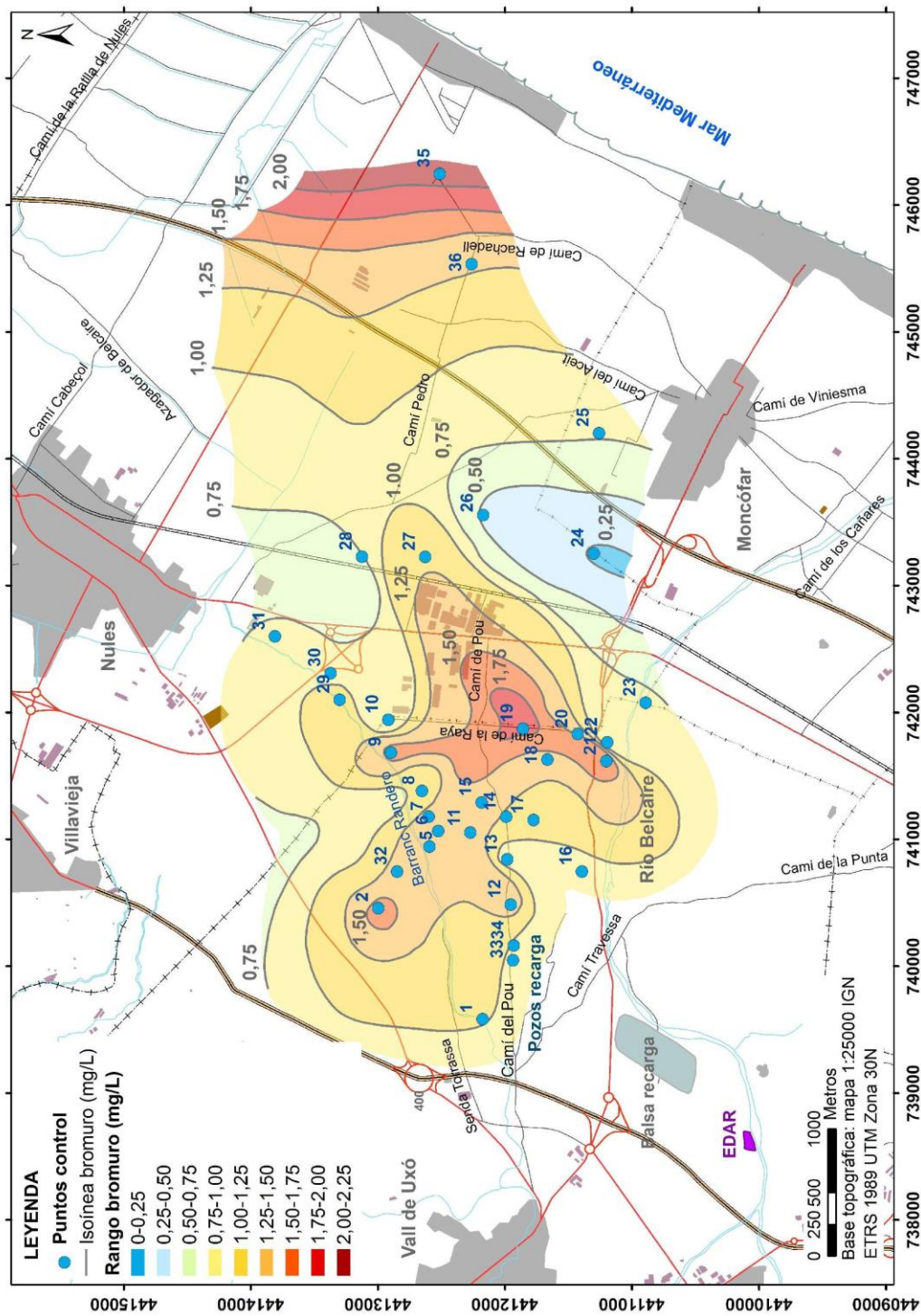


Figura 4.26. Distribución del ión bromuro (abril de 2013)

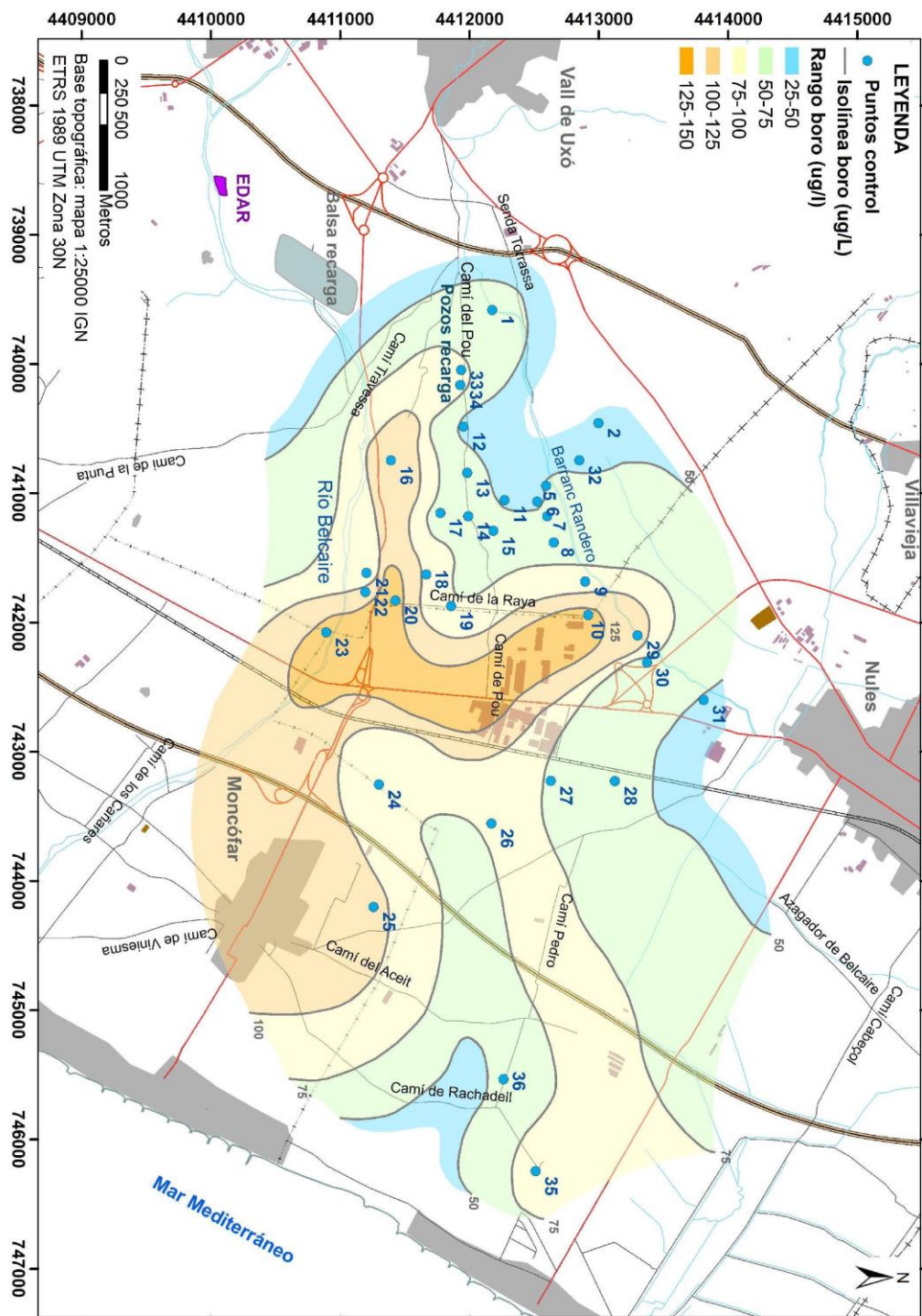


Figura 4.27. Distribución del boro (abril de 2013)

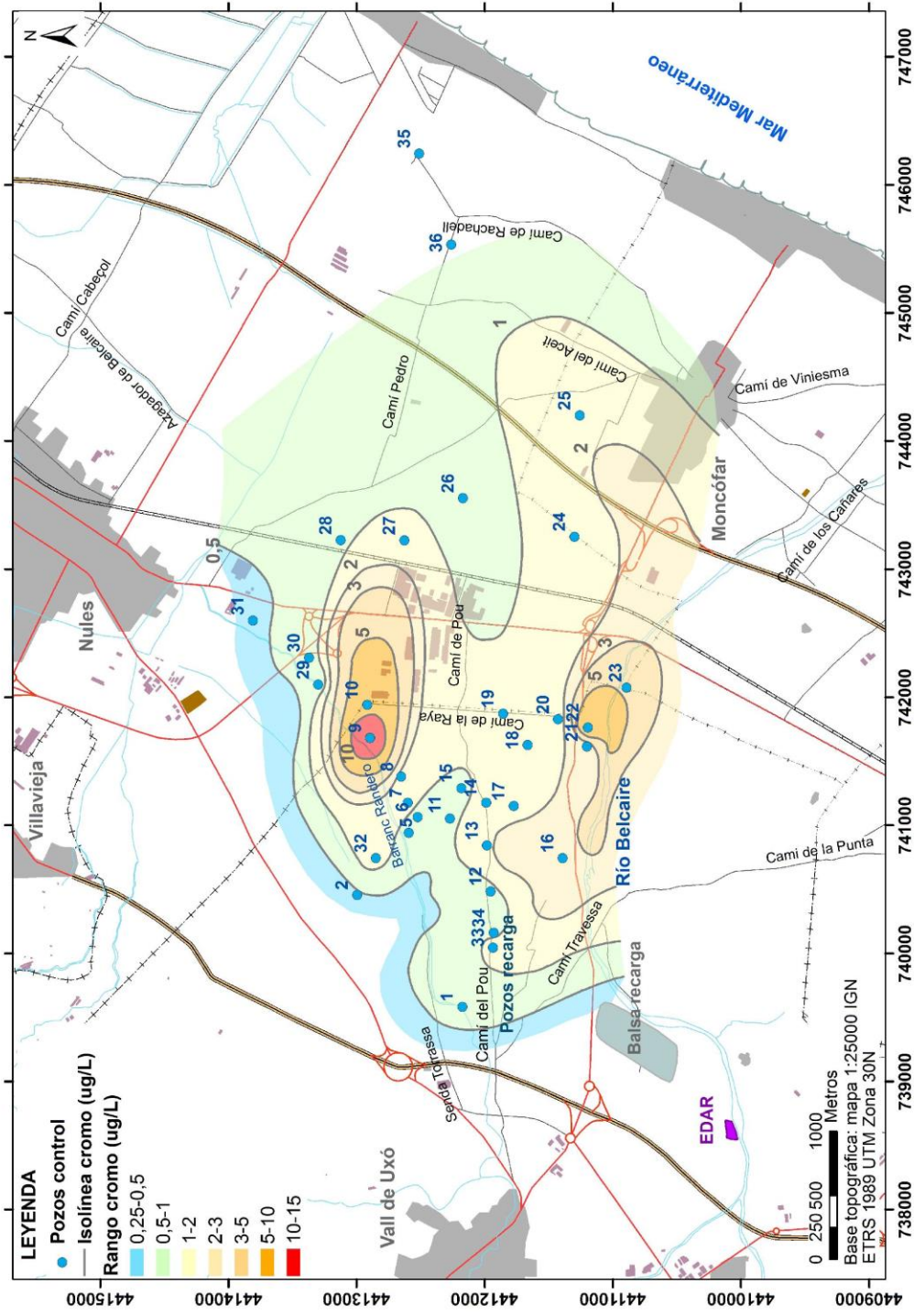


Figura 4.28. Distribución del cromo (octubre de 2012)

Figura 4.29. Potenciales focos contaminantes en el área de la Rambleta-Nules-Moncofar

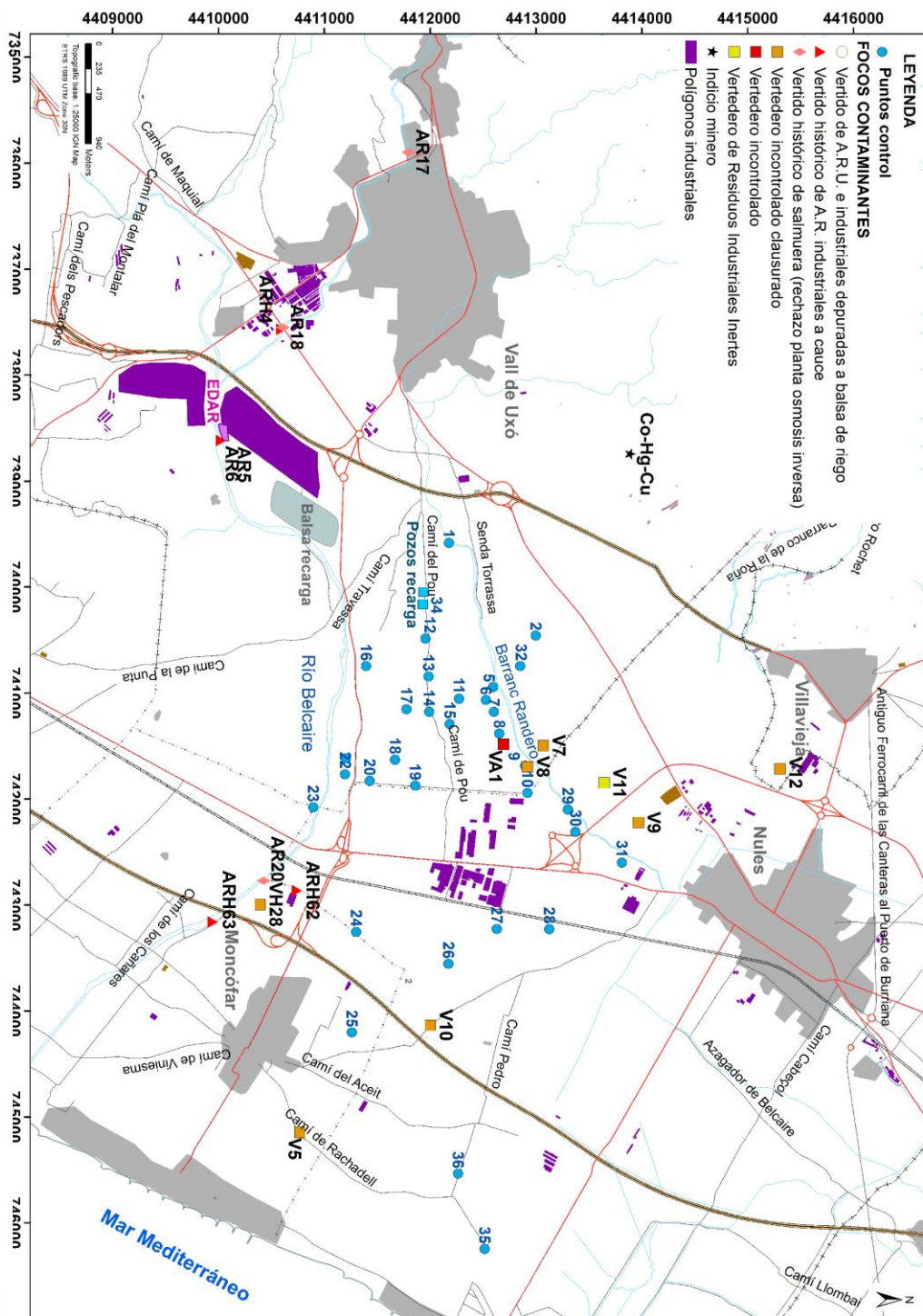


Tabla 4.4. Concentraciones de mercurio ($\mu\text{g/L}$) en las campañas de abril 2012, abril 2013 y octubre 2014

ID	NAME	ABRIL-12	ABRIL-13	OCTUBRE-14	PROMEDIO
1	Randero 1	0,03	<0,1	0,33	0,18
2	Unión Agrícola	3,93	3,9	4,4	4,08
5	Rambleta 1	1,74	3,5		2,62
6	Rambleta 2	0,34	1,1	0,92	0,79
7	Rambleta 3	1,08	0,9		0,99
8	Rambleta 5	0,67	0,9	0,99	0,85
9	San Cristóbal	0,27	<0,1		0,27
10	Regeneración Agrícola	0,29	<0,1	0,94	0,62
11	La Traslación	0,33	0,2	0,44	0,32
12	La Primitiva	1,42	0,8	0,89	1,04
13	El Porvenir	1,25	0,5	1,07	0,94
14	Nª Sª de Asunción	0,70	0,3	0,84	0,61
15	Rambleta 6	0,47	0,2	0,47	0,38
16	Casa Villalba	0,66	0,4		0,53
17	La Escolara	0,93	1,4	4,38	2,24
19	La Paz	0,42	<0,1	0,3	0,36
20	San Vicente	0,55	<0,1	0,35	0,45
21	San Isidro	0,89	0,2	2,61	1,23
22	San Antonio	1,32	0,2		0,76
23	La Alquería-Moncófar	1,22	0,3	5,07	2,20
24	Santa Magdalena	0,84	0,1	0,14	0,36
25	Santa Catalina	0,57	0,1	1,38	0,68
26	San Ildefonso	0,77	0,2	0,3	0,42
27	La Soledad	0,70	0,2	0,24	0,38
28	San Miguel Arcángel	0,71	0,4		0,56
29	Santísima Trinidad	0,79	0,3	0,27	0,45
30	San Vicente Ferrer	0,81	0,2		0,51
31	Ángel de la Guarda	0,71	0,4		0,56
32	Miramar 1			1,08	1,08
35	Noria Nules 1		0,2	0,17	0,19
36	Noria Nules 2			0,03	0,03
37	Garrofera			0,68	0,68

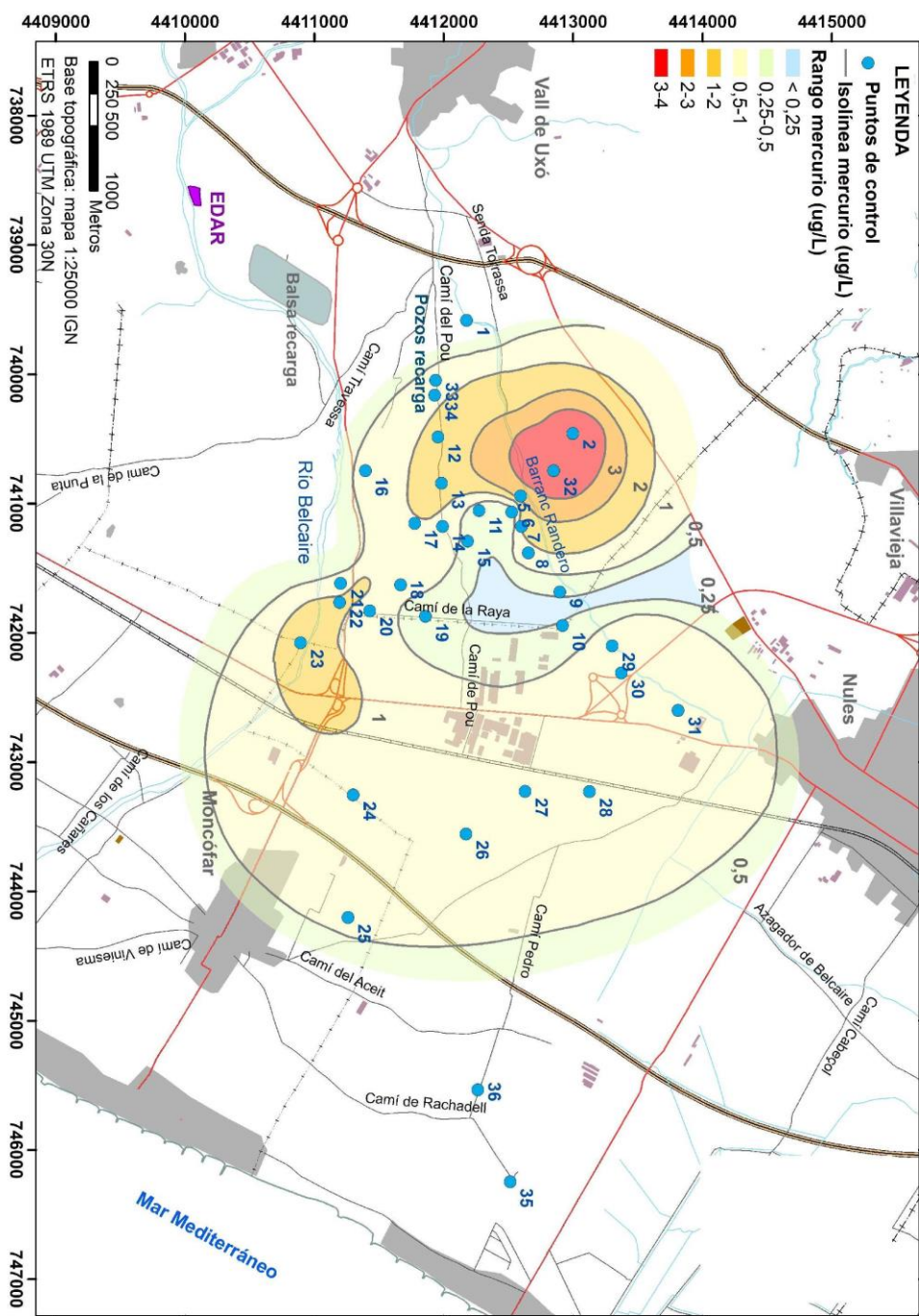


Figura 4.30. Distribución del mercurio (abril de 2012)

4.7. Identificación de los procesos de salinización

La comprensión de la hidrogeoquímica de los acuíferos costeros presenta una elevada complejidad debido a la frecuente superposición de procesos que, en muchos casos, quedan enmascarados los efectos del proceso dominante, que suele ser la intrusión marina.

Los procesos de salinización que se dan lugar en los acuíferos costeros son de muy diversa índole, como por ejemplo la movilización de aguas congénitas, los flujos regionales de alta salinidad, la mezcla de aguas de distinta procedencia o los efectos de actividades contaminantes, entre otros; todos ellos configuran escenarios salinos cuya comprensión requiere de la aplicación de muy variadas técnicas de estudio. Dichas técnicas pueden ser:

- a) Técnicas sencillas, basadas en la confección de diagramas (Piper, Durov, Gibbs, ...) y en el estudio de relaciones iónicas (diagramas binarios, índices hidrogeoquímicos, ...), entre otras.
- b) Técnicas más avanzadas como los análisis de facies hidroquímicas, los deltas iónicos o los estudios isotópicos
- c) Técnicas estadísticas multivariantes, principalmente análisis cluster y análisis factorial

El uso de estas técnicas permite profundizar en el conocimiento hidrogeoquímico de la zona, como por ejemplo la distribución espacial de los tipos de agua y la evolución temporal de los procesos involucrados; además, sirven para apoyar y confirmar las hipótesis previamente formuladas. En general, los mejores resultados se obtienen mediante la utilización conjunta de diversos métodos.

En el presente trabajo se muestra una técnica de tratamiento estadístico de datos (*Fuzzy logic*) soportada por la herramienta informática PreFuRGe (Aroba 2003; Grande et al. 2005), que aunque se haya utilizado en otras áreas de la hidrogeología (Güler and Thyne 2004; Das et al. 2016; Vadiati et al. 2016), no es habitual utilizarla para diferenciar entre procesos de salinización que se llevan a cabo en los acuíferos costeros.

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto que las conclusiones hidrogeoquímicas que se pueden obtener en el caso analizado (zona de la Rambleta) mediante la aplicación de la técnica de *fuzzy logic* son semejantes a las que se alcanzan mediante la aplicación de técnicas hidrogeoquímicas más clásicas. La coherencia entre los resultados obtenidos pone de manifiesto la utilidad de esta herramienta estadística, que puede arrojar luz en el estudio de escenarios hidrogeoquímicos complejos.

A continuación, se incluye el trabajo realizado en formato de artículo científico (idioma inglés) titulado *"Identification of overlapping salinization processes in coastal aquifers by fuzzy logic methodology"*, que está en proceso de revisión.

Identification of overlapping salinization processes in coastal aquifers by fuzzy logic methodology

Arianna Renau-Pruñonosa¹, José Antonio Grande², Ignacio Morell¹, Javier Aroba², M^a Luisa de la Torre², Olga García-Menéndez¹ and Bruno J. Ballesteros³

1. Research Institute for Pesticides and Water (IUPA), Universitat Jaume I, Av. Sos Baynat s/n, 12071 Castellón de la Plana, Spain. Tel: +34964387381. Fax: +34964387368. arenau@uji.es

2. Escuela Técnica Superior de Ingeniería, Universidad de Huelva, Ctra. Palos Fra. s/n, 21819 Palos de la Frontera, Huelva, Spain. Tel: +34 959217346. Fax: +34 959217304. grangil@uhu.es

3. Spanish Geological Survey (IGME), C/Cirilo Amorós 42, 46004 Valencia, Spain. Tel: +34963943474. Fax: +34963944436. b.ballesteros@igme.es

Abstract

In coastal aquifers, the seawater intrusion can mask the effects of high salinity regional flows, connate waters mobilization or agricultural practices. Therefore, to discriminate between all the processes that have taken place in the coastal aquifer, is a complex task. Normally, traditional hydrogeochemical methods (e.g. Piper, Durov, and Gibbs) together with statistical multivariate techniques (e.g. cluster and factorial analysis) and other methods (e.g. ionic deltas and isotopic studies) have been used to understand the hydrogeochemistry of aquifers and to confirm previous hypothesis.

In this research, a statistical method (fuzzy logic), which has not been used before to characterize salinization process in coastal aquifers, is applied. This method is based on Predictive Fuzzy Rules Generator (PreFuRGe).

The results have been obtained by applying PreFuRGe to groundwater samples analyses. The parameters used have been: temperature, electric conductivity, redox potential, total dissolved solids, silicon dioxide, oxidability, major ions (chloride, sulphate, bicarbonate, nitrate, calcium, magnesium, sodium and potassium), and minor ions (arsenic, bromide, lithium, boron, strontium, chromium and fluoride). Chloride, sulphate, nitrate, and strontium have been studied as consequents.

The obtained results have been compared to previous researches done in the same area and it is proven fuzzy logic is a powerful tool for discriminating between overlapping processes in coastal aquifers.

Keywords: Seawater intrusion, contaminant processes, fuzzy logic, hydrogeochemical analysis, Mediterranean coastal aquifer.

1. Introduction

Coastal aquifer hydrogeochemical studies can be highly complex. It can be very difficult to discriminate between overlapping contaminant processes, due to the effects of the dominant process, as seawater intrusion. High salinity can be caused by the mobilization of connate waters (Lambrakis and Marinos, 2003; Stoecker et al., 2013), high salinity regional flows (Vengosh et al., 1999), mixing of water from different origins, and the effects of contamination from human activities (Custodio, 2010; Mondal et al., 2011; Gassama et al., 2011), especially irrigation for agriculture. Determining the causes of high salinity requires the application of many different research methods (García-Menéndez et al., 2016).

Traditional hydrogeochemical methods based on the creation of specialized graphs (e.g. Piper, Durov, and Gibbs) and the study of ionic relationships (e.g. binary plots and hydrogeochemical indexes) are often adequate. Normally, these methods are capable of discriminating between salinity mechanisms, identifying water families, emphasizing trends, and characterizing the hydrogeochemical processes involved in water-rock interactions (Giménez and Morell, 1997). The application of advanced methods, such as the analyses of hydrochemical facies, ionic deltas, and isotopic studies (Giménez and Morell, 2008; Yang et al., 2011; Duque et al., 2011), allows a deeper understanding of the spatial distribution of the water types and the evolution of the processes involved.

Frequently, hydrogeochemical analysis employs statistical multivariate techniques, cluster analysis, and factorial analysis (Big et al., 1996). These analyses are often used to confirm previous hypotheses. In addition, these techniques allow ionic associations to be identified in very complex situations, or when there are large numbers of variables (minor and trace ions). These associations might not be detected using more traditional methods (Morell et al., 1996). In general, the best results are obtained by combining diverse methods.

The goal of this research is to apply a statistical analysis method (fuzzy logic) that has not been used before to characterize salinization processes in coastal aquifers. This method involves the use of the Predictive Fuzzy Rules Generator (PreFuRGe) computer tool (Aroba, 2003; Grande et al., 2005). This tool provides graphical fuzzy rules that allow the interpretation of the behaviour of variables in complex systems, which were not visible through a classical statistical analysis of the measurements (Grande et al., 2010). Fuzzy logic has been used to study problems such as: changes in the spatial variability of hydraulic parameters (Das et al., 2016), identification of quality indexes of groundwater (Vadiati et al., 2016), and the distribution of hydrochemical facies (Güler and Thyne, 2004).

1.1 Site description. Geology, hydrogeology, and hydrogeochemistry

The Plana de Castellón aquifer is a Mediterranean coastal aquifer located in eastern Spain, and covers an area of 490 km² (Figure 1). This aquifer is bordered by the Desierto de las Palmas Mountains (Jurassic and Cretaceous Units) to the north, by the Sierra de Espadán Mountains (Triassic units) to the southwest, and by the Mediterranean Sea to the east. The study area is

situated in the south of the Plain, specifically between the villages of Vall de Uxó, Nules y Moncófar (Figure 1).

In the study area (southern part of Plana Castellón aquifer, La Rambleta), the Plio-Quaternary aquifer materials consist of gravel, conglomerate, sand, and clays, with a maximum depth of 120 m. In general, the aquifer is detrital, shallow, and heterogeneous. Considered in detail, four geological layers can be identified (García-Menéndez et al., 2016). These layers (Figure 1) comprise two detrital Plio-Quaternary layers separated by a 20 m thick, impermeable clay layer, and a Mesozoic substratum (MS). The detrital layers consist of an Upper Detrital Aquifer (UDA) and a Lower Detrital Aquifer (LDA). The UDA unit is 85 m thick, and comprises gravels, sandstone, and clay layers, with an intergranular mean porosity, transmissivity, and specific yield of 5%, 300 m²/day, and 6-10 l/s/m, respectively. In contrast, the LDA (Lower Detrital Aquifer) unit is composed of limolites and clays with layers of sandstones and polygenic conglomerates. The thickness of the LDA is 50-100 m and increases towards the coast. The permeability of the UDA is higher than that of the LDA; thus, the LDA is of less hydrogeological importance (contributes less flow to the aquifer system). The Mesozoic substratum (MS) underlies the above-mentioned formations and may be described as a paleorelief fossilized by the overlying sediments. The MS comprises limestones, marls, dolostones (Muschelkalk facies), orthoquartzitic sandstone, limolites (Buntsandstein facies), and marls with gypsum (Keuper facies). The permeable formations (Muschelkalk dolostones and Buntsandstein sandstone) may be hydraulically connected to the Plio-Quaternary aquifer (Morell et al., 1996; García-Menéndez et al., 2016).

In general, the natural groundwater flow in the Plana de Castellón aquifer is from inland to the coast. However, in the Rambleta area, the direction of groundwater flow has been changed because of intensive exploitation. The overexploitation began a few decades ago (1980s) and serious salinization has been induced (Giménez, 1994; Renau-Llorens, 2010). The geometry of the freshwater-seawater contact is caused by the groundwater exploitation. The pumping wells, which are around 25, have flowrates between 30 and 100 l/s. The result has been an upconing formation with a diameter of 3,000 m. It is located between the villages of Nules, Moncofar, and Vall de Uxó (García-Menéndez et al., 2016).

The water balance of the La Rambleta is characterized by overexploitation from pumped wells. The pumping exceeds the recharge to the system. Inputs to the system include lateral groundwater transfer from the boundary aquifers (MS), the infiltration of precipitation, irrigation return (from groundwater or regenerated water from the Vall de Uxó wastewater treatment plant), and seawater intrusion. Outputs include discharge to the sea and pumping. The system is currently in a state of imbalance caused by intensive crop irrigation.

The hydrogeochemical characteristics in the study area are the result of an overlap of different natural processes, such as the discharge of sulphate from the boundary aquifers, and human processes that have led to seawater intrusion and agricultural and industrial pollution. Consequently, it is possible to distinguish two types of end-member waters, depending on their salinity: chloride water from the sea, and sulphate water from inland (Figure 2). Chloride groundwater is characterized by high chloride, sodium, and bromide concentrations that are

compatible with the mixing of freshwater of recent infiltration and seawater. Sulphate groundwater is characterized by magnesium, lithium, sulfate, and strontium concentrations that cannot be accounted for by seawater intrusion (Fidelibus et al., 1993; Giménez, 1994; Giménez and Morell, 2008).

Water-rock interaction processes contribute to a substantial modification of the composition of the water, especially by inverse ionic interchange. Water-rock interaction increases the calcium concentration of the water at the expense of sodium by ionic exchange, and also by bicarbonate dissolution. The high nitrate concentrations are caused by crop activity (Renau-Llorens, 2010), while some of the heavy metals originate from industrial activity and/or inland aquifers (Escrig et al., 1993). Thus, a complex hydrogeochemical scheme is created.

The spatial distribution of the two water types is shown in Figure 2A. The chloride waters occur in the west where overexploitation is caused by pumping wells. This overexploitation causes significant upconing of saline water (García-Menéndez et al., 2016). The sulphate waters are located close to the coast, where local discharge from MS through horst-graben structures is well known (Fidelibus et al., 1993) (Figure 2B).

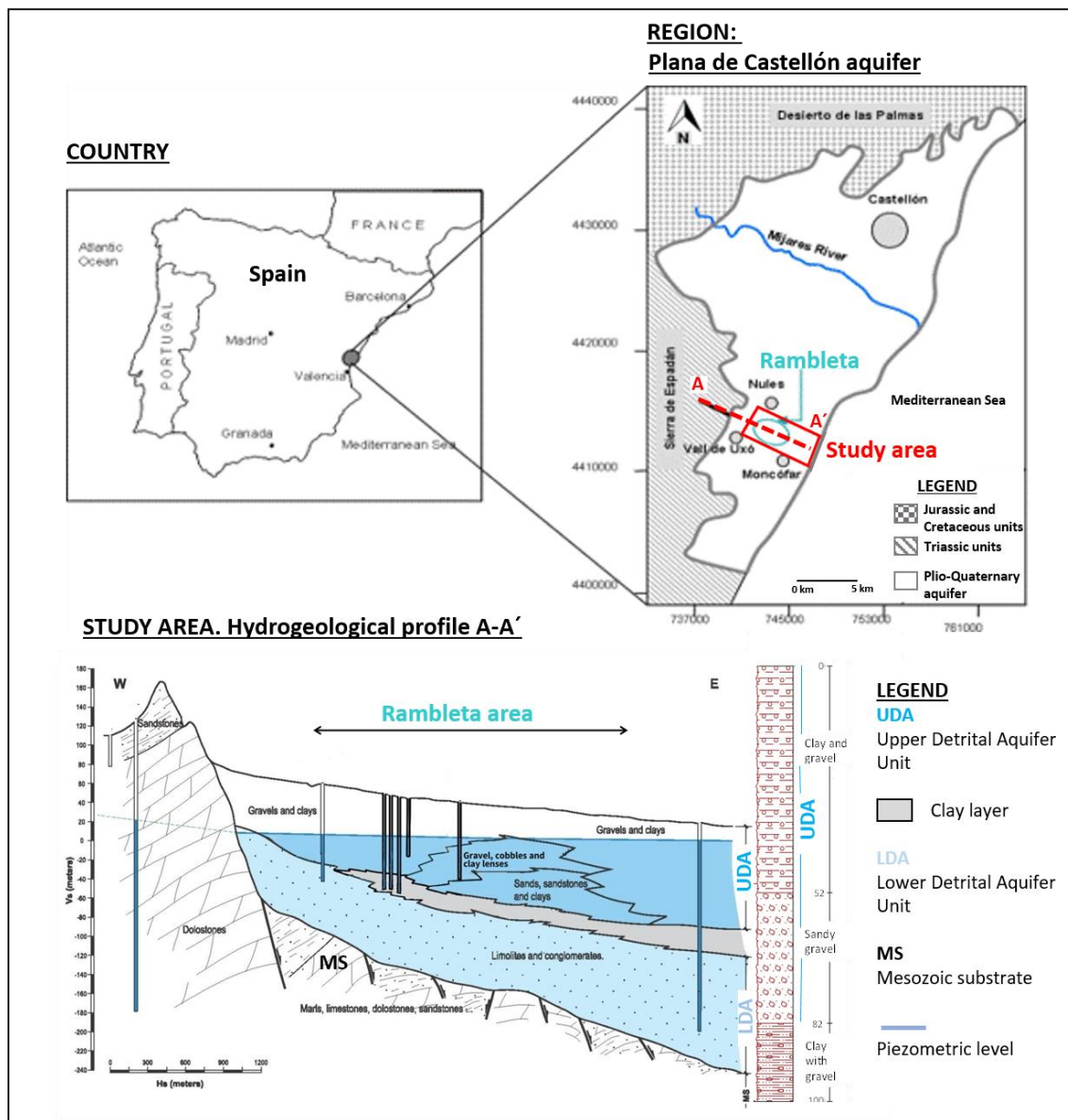


Figure 1. Study area location and hydrogeological cross-section (adapted from García-Menéndez et al., 2016)

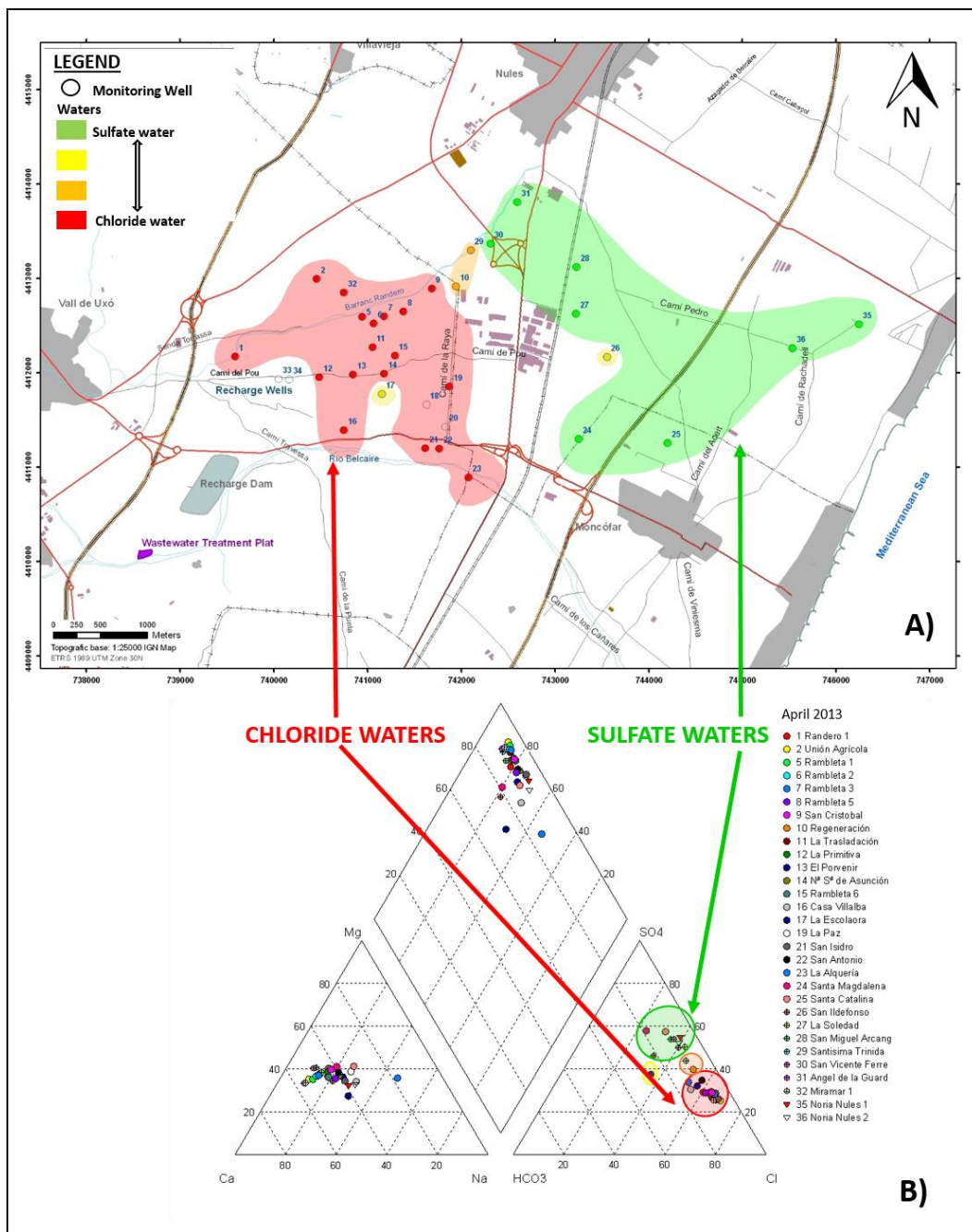


Figure 2. A) Monitoring network location and hydrochemical facies (April 2013). B) Piper diagram (April 2013). Sulphate facies (green), chloride sulfate facies (yellow), sulphate chloride facies (orange) and chloride facies (red) (adapted from Morell et al., 2013)

2. Materials and methods

2.1. Groundwater monitoring network and samples

The groundwater monitoring network consists of 34 wells distributed across an area of approximately 15 km² (Figure 2A). All the sampling wells are recharged by the UDA unit. Most of the wells are agricultural wells but some have been abandoned because of poor water quality.

Two sampling campaigns (in April 2013 and April 2014) were carried out. In each campaign, samples were taken 5 m below the piezometric level using a Solinst 425 sampler. Field measurements of pH, temperature (T), and electric conductivity (EC) were taken using a Eutech Instruments PC650 portable probe. The redox potential (Eh) was measured in situ with a Crison pH meter 507. The water samples were filtered in situ with a 45 micron filter, stored in polythene bottles, and sent to the Spanish Geological Survey (IGME) and the University of Jaume I (UJI) of Spain to be analyzed.

Chloride (Cl⁻), sulphate (SO₄²⁻), bicarbonate (HCO₃⁻), nitrate (NO₃⁻), calcium (Ca²⁺), and magnesium (Mg²⁺), bromide (Br⁻), silicon dioxide (SiO₂), and fluoride (F⁻) were analyzed by a molecular absorption spectrophotometry-continuous flow analyzer (Alliance Integral Futura). Sodium (Na⁺) and potassium (K⁺) were determined by atomic emission spectrometry (Varian Spectra AA-220, model 330 FS). The analysis of arsenic (As), lithium (Li⁺), boron (B), strontium (Sr²⁺), chromium (Cr), and oxidability (Oxi) was performed at the Central Services of Scientific Instrumentation (SCIC) of the UJI, using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) (Agilent model 4500 with a Babington type nebulizer).

The information obtained in the campaigns for both years (April 2013-April 2014) represents two different situations of piezometric levels and hydrochemical characteristics. To correct for deviations, the average values for the two campaigns were used (Table 1).

Table 1. Average values (concentration and parameters) (April 2013-2014) used in the Fuzzy Logic analysis

ID	EC	T	pH	Eh	TDS	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
1	2600	21.7	7.175	197	1931.9	122.5	9.5	294	134	576	333
2	2990	17.8	7.215	199.1	2500.2	113.5	3.5	449	160	820	366
5	2390	18	6.36	232	2274.1	113	3	390	160	676	400
6	2980	18	7.395	228	2351.1	120	3	378	171	660	390
7	2680	18.1	6.14	225	2419.5	134	4	390	180	720	420
8	2540	18.9	7.075	224	1773.95	129.5	5	266	113.5	544	283
9	3290	21.7	7.085	159.3	2726.48	168.5	4.5	371	221	760	483
10	2775	19.8	7.095	215	2225.15	127	3.5	334	156	452	527
11	2695	18.1	7.35	230	2052.5	113.5	3.5	327	146	544	320
12	2805	17.8	6.905	214	2153.4	135	5.5	323	149	544	351
13	2635	18.3	6.965	216	2008	159.5	5.5	271	137	520	365
14	2490	18.2	6.6	198.8	2293	200	6	310	170	690	410
15	3105	17.8	7.125	242	2372.7	158.5	5	357	160	660	417
16	2665	20	7.03	214	1993.55	187.5	7.5	262	127	648	350
17	2122.5	19.6	7.29	155	1519.53	134.5	6.5	207	88.5	628	266.5
19	3640	18.6	7.265	189.4	2973.65	314	4.5	348	216	852	536
21	2870	19.5	6.17	217	2720.4	275	7	360	190	890	460
22	2965	17.6	7.475	259	2429.1	194.5	3.5	315	170	604	518
23	2440	18.2	7.17	222	1851.95	319	4	108	130	470	410
24	1592	18.6	7.075	263	2459.51	89.5	8.5	156	88	126	438
25	3025	18.6	7.15	215	2502.8	257	6	274	169	468	754
26	2155.5	17.8	7.175	152.4	1932.6	130.5	9.5	235	105	326	500
27	3185	19	6.89	230	2819.7	187.5	7.5	378	198	540	801
28	2775	18.4	7.015	227	2277.05	127	3	340	151	344	655
29	2710	17.9	7.17	218	2178.8	105	2.5	303	170	410	549
30	2960	19.1	7.075	225	2198.6	180	5.5	322	160	692	528
31	2240	18.9	6.76	231	2227.06	85	3	390	140	340	680
32	2360	18.8	6.8	194.7	2312.56	96	7	205	75	680	175
35	3580	17.3	7.01	206	3319.55	362	7.5	422	185	570	1225
36	3010	16.4	7.345	199.5	2801.25	323	7.5	319	160	460	910
37	2820	18.8	7.76	159.8	2081.2	76.5	6	146	74	528	186

Unit of EC $\mu\text{S}/\text{cm}$ Unit of T is $^{\circ}\text{C}$

Unit of Eh is mV

Units of Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻ and SO₄²⁻ are mg/l

Table 1. (continuation) Average values (concentration and parameters) (April 2013–2014) used in the Fuzzy Logic analysis

ID	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SiO ₂	F ⁻	Br ⁻	Oxi	Li ⁺	B	Cr	As	Sr ²⁺
1	187	320	13.9	0.197	1.102	1.3	15.1	99.45	0.48	0.24	1291
2	147	435	11.2	0.167	1.624	2.7	14.5	69.3	0.435	0.405	1214
5	101	420	11.1	0.109	1.297	5.5	0	46.6	0.49	0.25	899
6	161.5	445	12.6	0.179	1.351	1.75	14.9	74.95	0.995	0.36	1398
7	119	440	12.5	0.167	1.303	2.1	0	62.7	1.31	0.23	1189
8	167	295	12.95	0.2	1.089	1.4	114	91.3	0.385	0.195	1724
9	227.5	470	15.5	0.218	1.587	1.9	36.8	122.5	7.77	0.147	1341
10	204	390	14.65	0.192	0.57	1.1	49.1	137	6.8	0.16	1912
11	161.5	375	14	0.152	1.172	1.65	11.6	49.75	0.96	0.25	945
12	189	335	15.05	0.164	1.313	1.7	8.64	48.53	0.62	0.218	1233
13	224.5	315	15.5	0.195	1.027	1.4	8.4	70.65	2.015	0.205	995
14	144	370	12.9	0.13	1.271	2.4	0	70.5	1.09	0.19	1208
15	167	420	13.2	0.212	1.399	2.05	48.3	64.5	0.875	0.295	1552
16	224	300	11.55	0.128	1.11	1.6	24.9	120.2	3.685	0.28	882
17	208.5	220	10.3	0.202	0.76	2.4	62	76.4	1.15	0.41	1083
19	209.5	365	14.65	0.207	1.916	2.35	51.8	75.05	0.49	0.315	789.5
21	136	390	12.4	0.159	1.703	3.3	0	89.3	1.06	0.29	2741
22	195.5	410	15.6	0.223	0.799	1.65	50.7	117.2	9.885	0.265	1796
23	214	200	10.9	0.088	0.836	1.8	0	126.7	3.65	0.04	408
24	193	151	14.25	0.229	0.315	0.55	53	88.95	0.94	0.335	1413
25	228.5	415	16.3	0.211	1.006	1.3	74.5	108.1	1.335	0.22	1530
26	254.5	222	15.75	0.245	0.401	0.9	175	81.85	0.625	0.28	3245
27	198	505	14.7	0.239	1.34	1.4	155	76.95	0.815	0.455	3115
28	213.5	450	15.55	0.248	0.848	1	37.1	64.8	0.765	0.205	3066
29	220	410	15.3	0.363	1.103	1.4	10.5	110.9	0.165	0.15	1674
30	226	345	20.2	0.242	1.336	1.95	65	80.75	0.445	0.56	1823
31	152	420	16.6	0.21	0.888	1.3	0	48.1	0.26	0.16	2328
32	72.5	390	11.4	0.185	1.337	4	0	46.8	0.285	0.325	910
35	271.5	220	16.55	0.265	1.95	2.8	137	94.7	0.505	0.175	5095
36	246.5	345	15.25	0.296	1.292	1.35	138	71	0.6	0.2	3137
37	226	340	16.2	0.237	1.084	1.5	8.83	41.3	0.99	0.24	1246

Units of HCO₃⁻, NO₃⁻, SiO₂, Br⁻, F⁻ and Oxi. are mg/l

Units of Li⁺, B, Sr²⁺, As and Cr are µg/l

2.2. Fuzzy Logic

The results obtained for all the water samples were analyzed using the fuzzy logic tool PreFuRGe. Fuzzy logic (Zadeh, 1965) operates using reasoning rules which are very close to the approximate, intuitive, human way of thinking. The main characteristic of fuzzy logic is that it allows values to be defined without specifying a precise value, something which is not possible with classical logic. Fuzzy logic allows us to associate each sample with a certain degree of membership of a set. This degree is called the membership grade $\mu_S(x)$ of the element $x \in X$ of the set S. The set X is called the “universe of discourse” range of values for the variable x. The range of μ_S is from 0 to 1, with each extreme value representing absolute non-membership or membership of the set, respectively. The membership grade may be represented by functions. These functions are normally trapeziums, triangles, or sigmoids. For example, let us assume that measurements of pH in a system have been obtained and the range of values is covered by the interval [2.00 7.00]. Then, the universe of discourse for the variable pH can be covered by, for example, the following fuzzy sets (Figure 3): very low pH, low pH, and average pH. The fuzzy sets at the extremes are right-angled triangles, and the central set is an isosceles triangle (highlighted in grey for clarity).

Once all the variables involved in a problem are coded to the qualitative domain by means of membership functions, it is possible to construct a set of rules representing the relationship between input and output variables. These rules are in the format if-then, and are made up of an antecedent and a consequent; the fulfillment of the antecedent leads to the conclusion. The main characteristic of reasoning based on rules of this type is its ability to represent partial coincidence, which allows a fuzzy rule to provide inference even when the condition is only partially satisfied. That is, an if-then fuzzy rule can represent imprecise reasoning.

A well-known general-purpose fuzzy-clustering algorithm is the Fuzzy C-Means (FCM) (Bezdek et al., 1981). It is based on the minimization of distances between two data points and the prototypes of cluster centers (c-means). This algorithm tries to classify n elements $x_k \in X$ ($1 \leq k \leq n$), with p characteristics for each one ($X \subset \mathfrak{R}^p$) into c fuzzy clusters, assigning a membership function μ_{ik} , that represents the membership grade of the k-th element to the i-th cluster:

$$\mu_{ik} \in [0,1], \quad 1 \leq i \leq c, \quad 1 \leq k \leq n \quad \text{Eq. (1)}$$

For this purpose, the algorithm tries to minimize the following cost function J:

$$J(U,P;X) = \sum_{k=1}^n \sum_{i=1}^c (\mu_{ik})^m D_{ik}^2 \quad \text{Eq. (2)}$$

where $U=(\mu_{ik})$ is the membership matrix of X, $P=[v_1, v_2, \dots, v_c]$ is a vector of cluster center prototypes which must be determined, and $m \in [1, \infty]$ is a weighting exponent which determines the degree of fuzziness of the resulting clusters (in this paper $m=2$ has been used) and,

$$D_{ik}^2 = \|x_k - v_i\|^2 = (x_k - v_i)^T (x_k - v_i) \quad \text{Eq. (3)}$$

is the norm used for measuring distances. Finally, the cost function J is minimized to obtain the components of U and P , which are the membership matrix and the vector of the cluster center prototypes, respectively. The corresponding equations are:

$$\mu_{ik} = \left[\sum_j \left[\frac{\|x_k - v_i\|_A}{\|x_k - v_j\|_A} \right]^{\frac{2}{m-1}} \right]^{-1} \quad \forall i, k \quad \text{Eq. (4)}$$

$$v_i = \frac{\sum_{k=1}^n (\mu_{ik})^m x_k}{\sum_{k=1}^n (\mu_{ik})^m} \quad \forall i \quad \text{Eq. (5)}$$

This algorithm has been used by Sugeno and Yasukawa (1993) to build a fuzzy model based on rules of the form:

$$R^i: \text{IF } x_i \in A^i \text{ THEN } y \in B^i \quad \text{Eq. (6)}$$

where $X = [x_1, x_2, \dots, x_n] \in \mathfrak{R}^n$ are input variables, $A = [A_1, A_2, \dots, A_n]$ are n fuzzy sets, $y \in \mathfrak{R}$ is the output variable, and $B = [B_1, B_2, \dots, B_m]$ are m fuzzy sets.

PreFuRGe (Aroba, 2003) is a data mining computer tool based on the previously described methodology and is represented by Eq. (6).

Given the hydrogeochemical characteristics that exist in the study area, the fuzzy logic rules for all the variables were analyzed with respect to chloride, strontium, sulphate, and nitrates, which are indicators of the processes involved.

3. Results and discussion

The results have been obtained by applying the PreFuRGe tool (Aroba, 2003; Grande et al., 2005). Figure 4 shows the behaviour Cl^- ion as a consequent. In these graphs, it should be noted that the Cl^- and Sr^{2+} ions show a practically inverse relationship; very low concentrations of Sr^{2+} occur when Cl^- concentrations are very high. However, very low Cl^- concentrations are only found when the concentrations of Sr^{2+} are medium to low. This relationship is compatible with the fact that Cl^- is clearly of marine origin, while Sr^{2+} can be of marine origin but can also be of continental origin from lateral groundwater movement. For the continental Sr^{2+} there are two possible origins: (1) the dissolution of the Keuper evaporites, and (2) the dissolution of the Muschelkalk dolomites (Pulido et al., 1995), although the dissolution of dolomite may play only a minor role. The Sr^{2+} ion

has been frequently used as an indicator of seawater intrusion (Morell et al., 1996). Seawater has an average Sr^{2+} concentration of 8 mg/L, but the concentrations of Sr^{2+} in the study area are higher than that corresponding to a simple mixture of freshwater and seawater; the excess Sr^{2+} can therefore be ascribed to continental contributions.

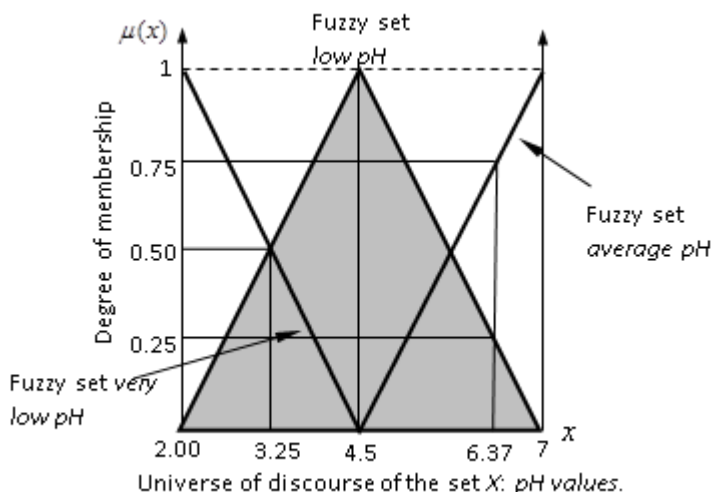


Figure 3. Universe of discourse for set X: pH values

The behavior of the K^+ in the tuples of April is also contrary to that of Cl^- (Figure 4), which is compatible with the non-marine origin of K^+ . According to Morell et al. (1996), the presence of K^+ in this sector of the Plana de Castellón could be related to cation exchange with Ca^{2+} , although it could also be related to the contribution of sulphate water from the boundary aquifers (Triassic), which have been enriched in K^+ .

As expected, the trends of SO_4^{2-} and HCO_3^- are also the inverse of that of Cl^- (Figure 4), although with a much less distinct component. The SO_4^{2-} and HCO_3^- ions are continental in origin, while Cl^- is of marine origin. The source of SO_4^{2-} is the dissolution of the Triassic materials of the Sierra de Espadán (boundary aquifer): the three characteristic facies (Buntsandstein, Muschelkalk, and Keuper) are present in the Sierra de Espadán (López-Gómez and Arche, 1993).

The behavior of Mg^{2+} is more complex (Figure 4). Following the criteria that govern the initial conceptual model of the study area, the presence of Mg^{2+} should follow an inverse trend to Cl^- , and would be explained by the incongruent dissolution of the dolomites of the Muschelkalk (Renau-Llorens, 2010). However, in this study, the behaviour of Mg^{2+} versus Cl^- is similar. The explanation for this behaviour may be related to the fact that the study area has been subject to marine intrusion for decades (Morell et al., 1987, Morell et al., 1988, Giménez and Morell, 1990, 1991, 1992; Fidelibus et al., 1992; Escrig et al., 1993; Giménez 1994; Giménez et al. 2008,

Renau-Llorens, 2010; Ballesteros et al., 2016). Because of the overexploitation of the aquifer, groundwater used for irrigation in the study area is of poor quality (electrical conductivities of up to 2,750 - 3,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Farmers have been using this water, enriched in Mg^{2+} , for many years. The irrigation surplus return to groundwater (return water), being a cyclic process, the groundwater becomes enriched in the components that the groundwater initially had and which are not absorbed or retained by plants or the soil (Renau-Llorens, 2010).

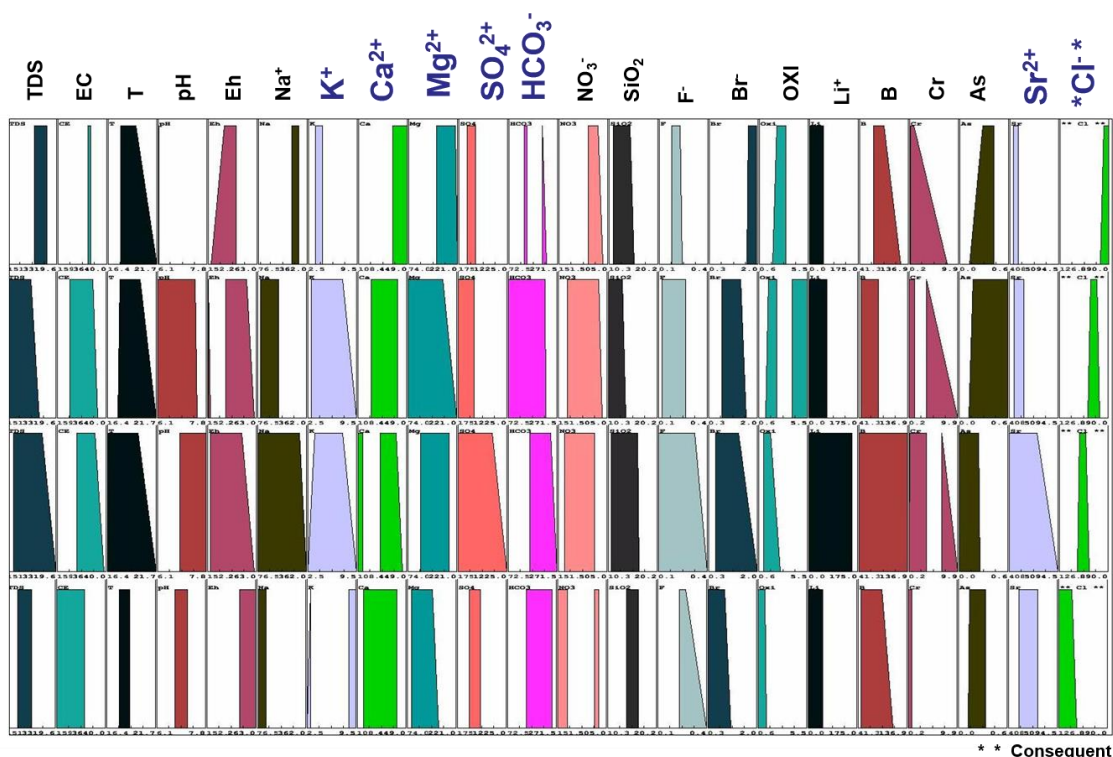


Figure 4. Graphic fuzzy rules for the qualitative behavior of total Cl^- compared with the other variables

Using Sr^{2+} as a consequent in Figure 5, and by comparing the Sr^{2+} tendencies with the rest of variables (ions and parameters), it is observed that Sr^{2+} has the same tendency as Mg^{2+} , Li^+ , F^- , SO_4^{2-} , and HCO_3^- . In the case of Sr^{2+} , Mg^{2+} , and Li^+ , this relationship has been previously demonstrated by Morell et al. (2008) using factorial analysis. This showed that these three ions did not indicate salinity caused by seawater intrusion, but that salinity was caused by continental sulphate-rich water. This also accounts for the relationship with the SO_4^{2-} component. The HCO_3^- originates from the dissolution of dolomites (Muschelkalk) and is therefore another indicator of the continental origin of groundwater. In contrast, Sr^{2+} presents a tendency opposite to that of Cl^- , which corroborates the initial conceptual model of the study area.

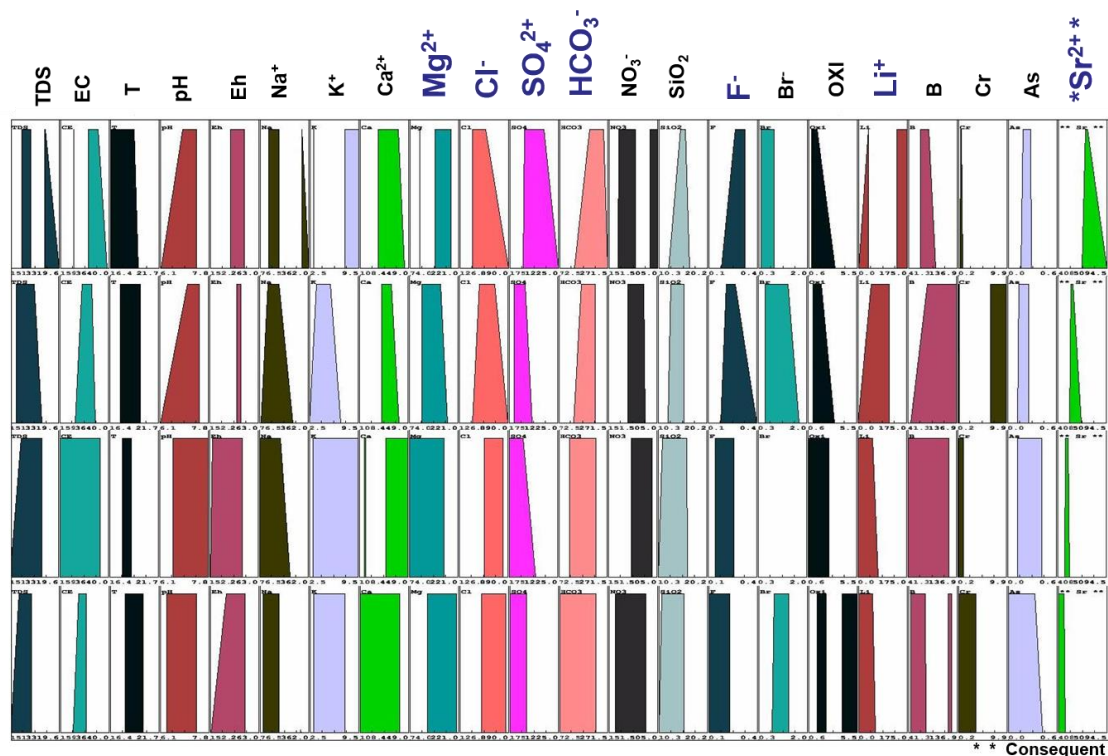


Figure 5. Graphic fuzzy rules for qualitative behavior of total Sr^{2+} compared with the other variables

Using NO_3^- as the consequent (Figure 6), it is observed that it has the same tendency as SO_4^{2-} , Mg^{2+} , and Ca^{2+} and an opposite tendency to K^+ . The NO_3^- in the study area is clearly of anthropogenic origin (contamination from intensive citrus agriculture). Decades of intensive agriculture in the area has resulted in groundwater having a very high concentration (150–450 mg/l) of NO_3^- (Renau-Llorens, 2010). Although NO_3^- is of anthropic origin, its behaviour is very similar to that of Cl^- (Figure 6). This similarity could be explained by the direct relationship between the application of fertilisers (nitrogen main nutrient), which increases NO_3^- , and the extraction of groundwater for irrigation, which advances seawater intrusion in this area and increases Cl^- (Zghibi et al., 2011). This behaviour could also be explained by the thickness of the vadose zone in areas near the coast being less than in the inland areas, and thus the transport of the pollutant can be relatively fast. Therefore, increased pumping of groundwater facilitates more seawater intrusion. In contrast, increases in NO_3^- in groundwater in some parts of the study area could also be a result of irrigation with effluent from the Vall de Uxó wastewater treatment plant. NO_3^- presents a behaviour similar to that of Ca^{2+} and Mg^{2+} (Figure 6). This relationship has already been demonstrated by Morell et al. (2008) using factorial analysis, and indicated that over-fertilization has been practiced in the area. Over-fertilization primarily involved nitrogen fertilizers

(usually ammonium sulphate and ammonium nitrate) and has also facilitated the processes of cation exchange between NH_4^+ and Ca^{2+} . That process would also explain the direct relationship that NO_3^- can have with SO_4^{2-} . In comparison, Mg^{2+} presents the same behaviour because of its relationship with Ca^{2+} , and its origins from the uneven dissolution of dolomite (Renau-Llorens, 2010).

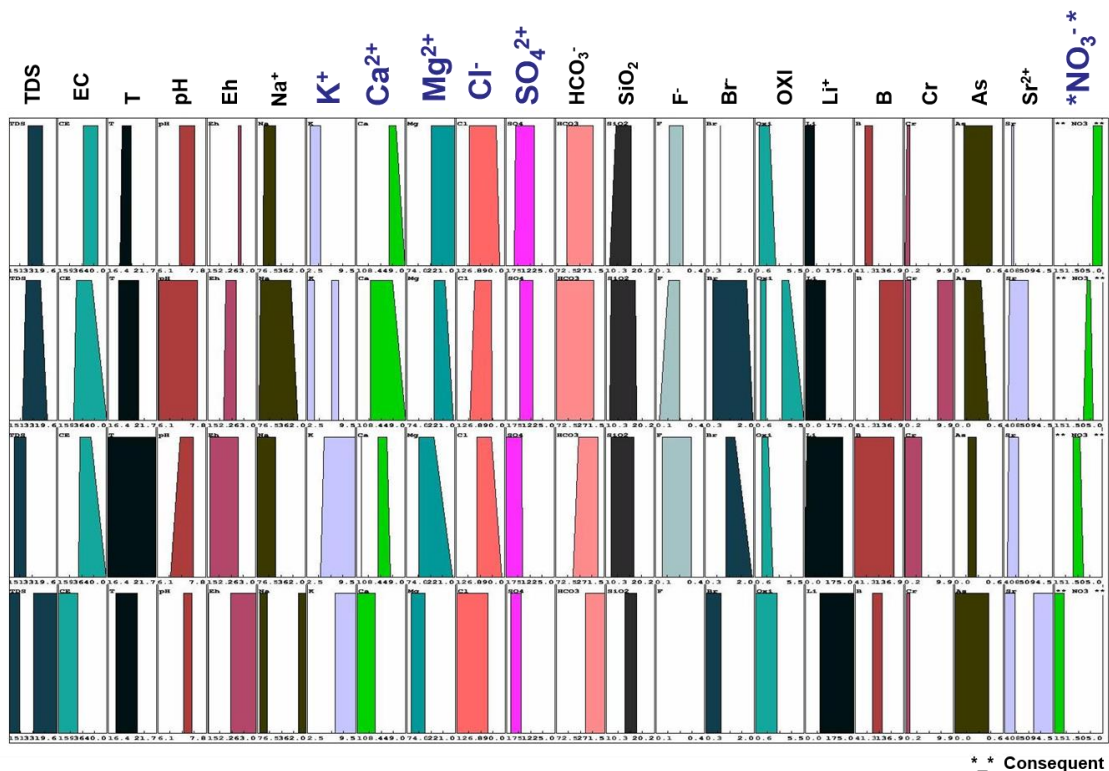


Figure 6. Graphic fuzzy rules for qualitative behavior of total NO_3^- compared with the other variables

Finally, in Figure 7, SO_4^{2-} is represented as the consequent. It can be seen that the behaviour of Sr^{2+} , B, Li^+ , and HCO_3^- is similar to that of SO_4^{2-} , which suggests the same continental origin, and is associated with the regional flows from the Triassic aquifers. This hypothesis concurs with the findings of Renau-Llorens (2010), who identified the relationship between these ions using correlation analysis and ionic relationships in the southern sector of the Plana de Castellón.

4. Conclusions

To differentiate between the contaminant processes that take place in coastal aquifers, the computer tool PreFuRGe has been applied (Grande et al., 2005). This tool provides graphical fuzzy rules, which allow the interpretation of the behaviour of variables in complex systems. These relationships are not discernible using classical statistical analysis of the measurements.

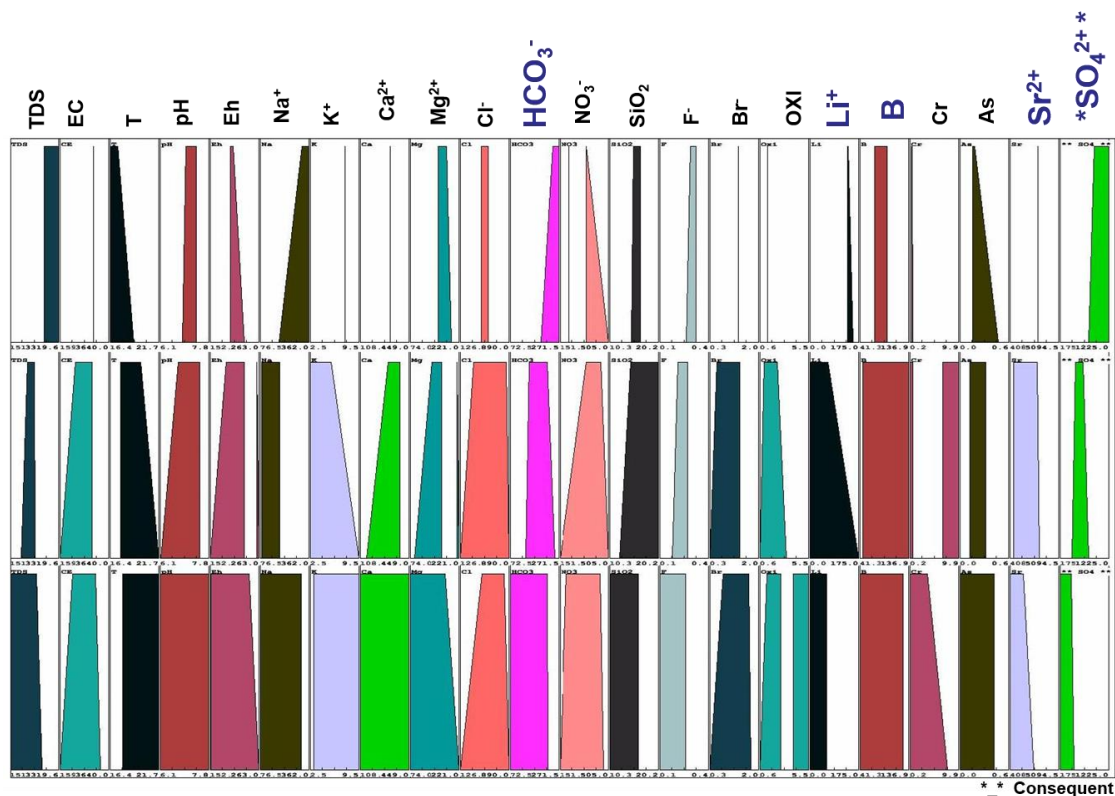


Figure 7. Graphic fuzzy rules for qualitative behaviour of total SO_4^{2-} compared with the other variables

By applying this technique and knowing that the origin of the Cl^- is marine, it was found that Sr^{2+} has both marine and continental origins. The continental origins involve lateral groundwater transfers from boundary aquifers. In addition, the relationship of Sr^{2+} with Mg^{2+} and Li^+ has been proven. This relationship has previously been intimated by Morell et al. in 2008, and demonstrates the effectiveness of the fuzzy logic tool.

The K^+ behaviour is not compatible with a marine origin, and may be related to cation exchange with the Ca^{2+} ion. However, this behaviour could also be related, to a lesser (but not insignificant) extent, with the sulphate-rich water from the boundary aquifers, and hence with SO_4^{2-} .

The behaviour of Mg^{2+} should be similar to the behaviour of Cl^- , which has a marine origin. However, Mg^{2+} displayed an opposite behaviour. This behaviour might be caused by intensive overexploitation drawing in additional sources of irrigation water loaded with Mg^{2+} .

Related to NO_3^- , it presented a similar behaviour to the Cl^- , meaning that both ions have an anthropogenic origin, being a direct relationship between fertilization and pumping in this agricultural area. Increase extraction of groundwater implies the advance of seawater intrusion and the increase of Cl^- , and the use of fertilizers induces the increase of NO_3^- .

The behaviour of Sr^{2+} , B, Li^+ , and HCO_3^- is the same as that of SO_4^{2-} , which suggests the same continental origin (boundary Triassic aquifer).

Fuzzy logic is a technique that has been rarely used in the investigation of salinization processes in coastal aquifers. This study has shown that fuzzy logic is a powerful tool for discriminating between overlapping processes in aquifers.

Acknowledgements

A part of this research falls under the project “Facing seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water”. This project is financed by The Coca-Cola Foundation (Atlanta, USA), with the support of Coca-Cola Iberia.

We thank Paul Seward, PhD, from Edanz Group (www.edanzediting.com/ac) for editing a draft of this manuscript.

This paper is dedicated to the memory of Prof. Luigi Tulipano.

References

Aroba, J. 2003. Advances in the decision making in software development projects. PhD Thesis, University of Sevilla, Spain.

Ballesteros, B.J., Morell, I., García-Menéndez, O., Renau-Pruñonosa, A. 2016. A standardized index for assessing seawater intrusion in coastal aquifers: The SITE index. Water Resources Management, 30(13), 5-12. <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-016-1433-4>

Bezdek, J., Ehrlich, R., Full, W. 1984. FCM: The fuzzy c-means clustering algorithm. Computers & Geosciences 10, 191-203.

Custodio, E. 2010. Coastal aquifers in Europe: an overview. Hydrogeology Journal 18(1), 269–280. DOI: 10.1007/s10040-009-0496-1.

Das, A., Maiti, S., Naidu, S., Gupta, G. 2016. Estimation of spatial variability of aquifer parameters from geophysical methods: a case study of Sindhudurg district, Maharashtra, India. Stochastic

Environmental Research and Risk Assessment, 31 (7), 1709-1726. <https://doi.org/10.1007/s00477-016-1317-4>

Duque, C., López-Chicano, M., Calvache, M.L., Martín-Rosales, W., Gómez-Fontalva, J.M. 2011. Recharge sources and hydrogeological effects of irrigation and an influent river identified by stable isotopes in the Motril-Salobreña aquifer (Southern Spain). Hydrological processes, 25, 2261-2274. DOI: 10.1002/hyp.7990.

Escrig, I., Morell, I., López, F.J. 1993. Estudio sobre la relación entre el contenido de metales pesados (Cd, Co y Pb) y la salinización en las aguas subterráneas de la Plana de Castellón. Aplicación de Análisis de Componentes Principales (A.C.P.) (Study of the relationship between the content of heavy metals (Cd, Co and Pb) and groundwater salinization in Plana de Castellón aquifer. Application of Principal Component Analysis). *Hidrogeología*, 1993, 19–34.

Fidelibus, M.D., Giménez, E., Morell, I., Tulipano, L. 1993. Salinization processes in the Castellón Plain aquifer. Custodio E, Galofre (eds) *Study and modelling of salt water intrusion into aquifers, Proceedings of the 12th Saltwater Intrusion Meeting, Barcelona, Spain*, 267-284. ISBN 84-87867-26-X.

Gassama, N., Dia, A., Violette, S. 2011. Origin of salinity in a multilayered aquifer with high salinization vulnerability. *Hydrological Processes*, 26, 168-188. DOI:10.1002/hyp.8125.

García-Menéndez, O., Morell, I., Ballesteros, B.J., Renau-Pruñonosa, A., Renau-Llorens, A., Esteller, M.V. 2016. Spatial characterization of the seawater upconing process in coastal Mediterranean aquifer (Plana de Castellón, Spain): evolution and controls. *Environmental Earth Science*, 75, 728. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-016-5531-7>.

Giménez, E., Morell, I. 1990. El ión bromuro como indicador hidroquímico de la intrusión marina. IV Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, 279 - 286. Gijón. Spain.

Giménez, E., Morell, I. 1991. Consideraciones sobre la utilización de iones minoritarios en la caracterización de la intrusión marina. Simposio El Agua en Andalucía I, 401-412. Córdoba, Spain.
Giménez, E., Morell, I. 1992. El boro como indicador de contaminación en la Plana de Castellón. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos XVI*, 285-292.

Giménez, E. 1994. Caracterización hidrogeoquímica de los procesos de salinización del acuífero detrítico costero de la Plana de Castellón (Hydrogeochemical characterization of the salinization processes in coastal aquifer of Castellón Plain). Dissertation, Universidad de Granada. Spain.

Giménez, E., Morell, I. 1997. Hydrogeochemical analysis of salinization processes in the coastal aquifer of Oropesa (Castellón, Spain). *Environmental Geology*, 29 (1/2), 118-131.

Giménez, E., Morell, I. 2008. Contributions of boron isotopes to understanding the hydrogeochemistry of the coastal detrital aquifer of Castellon Plain, Spain. *Hydrogeology Journal*, 16, 547-557.

Grande, J.A., González, A., Beltrán, R., Sánchez-Rodas, D. 1996. Application of factor analysis to the study of contamination in the aquifer system of Ayamonte, Huelva. *Groundwater*, 34 (1), 155-161.

Grande, J.A., Andújar, J.M., Aroba, J., de la Torre, M.L., Beltrán, R., 2005. Precipitation, pH and metal load in AMD river basins: an application of fuzzy clustering algorithms to the process characterization. *Journal of Environmental Monitoring*, 7(4), 325-334. DOI: 10.1039/B410795K.

Grande, J.A., Andújar, J.M., Aroba, J., Beltrán, R., de la Torre, M.L., Cerón, J.C., Gómez, T. 2010. Fuzzy modeling of the spatial evolution of the chemistry in the Tinto River (SW Spain). *Water Resources Management*, 24, 3219-3235. DOI 10.1007/s11269-010-9603-2.

Güler, C., Thyne, G.D. 2004. Delineation of hydrochemical facies distribution in a regional groundwater system by means of fuzzy c-means clustering. *Water Resources Research* 40, W12503. DOI:10.1029/2004WR003299.

Lambrakis, N., Marinos, P. 2003. The salinization of coastal aquifers in Greece; a general review. IGME (ed) *Hidrogeología y Aguas Subterráneas* 8. Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean countries, Madrid, 251–263. ISBN: 84-7840-470-4.

López-Gómez, J., Arche, A. 1993. Sequence stratigraphic analysis and paleogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk facies (Permo-Triassic) in the SE Iberian Range, E Spain. [Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology](#), 103, 179-201. DOI: 10.1016/0031-0182(93)90142-6.

Mondal, N.C., Singh, V.P., Singh, S., Singh, V.S. 2011. Hydrochemical characteristics of coastal aquifer from Tuticorin, Tamil Nadu, India. *Environmental Monitoring Assessment*, 175(1-4), 531-550.

Morell, I., Giménez, E., Esteller, M.V. 1988. Comportamiento iónico y procesos físico-químicos en acuíferos detríticos costeros de los Llanos de Oropesa, Castellón y Gandía (Comunidad Valenciana). *Hidrogeología*, Nº. 3.

Morell, I., Giménez, E., Esteller, M.V. 1987. Ejemplo de utilización de registros verticales de temperatura, conductividad, pH y oxígeno disuelto. Aplicación a los acuíferos de Oropesa-Torreblanca, y Moncófar (Castellón). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*. XI, 171-182. Palma de Mallorca. Spain.

Morell, I., Giménez, E., Esteller, M.V. 1996. Application of principal components analysis to the study of salinization on the Castellón Plain (Spain). *The Science of Total Environment*, 177, 161-171.

Morell, I., Pulido-Bosch, A., Sánchez-Martos, F., Vallejos, A., Daniele, L., Molina, L., Calaforra, J.M., Roig, A.F., Renau-Llorens, A. 2008. Characterization of the salinization processes in aquifers using boron isotopes. Application to south-eastern Spain. *Water, Air and Soil Pollution*, 187, 65-80. DOI: 10.1007/s11270-007-9497-7.

Morell, I., Ballesteros, B., García, O., Renau-Pruñonosa, A., Renau-Llorens, A. 2013. Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water (Phase II). Final report. Accessed 16 September 2017. http://www.uji.es/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_cola/?urlRedirect=http://www.uji.es/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_cola/&url=/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_cola/.

Pulido-Bosch, A., Morell, I., Andreu, J.M. 1995. Hydrogeochemical effects of the groundwater mining of the Sierra de Crevillente aquifer (Alicante, Spain). *Environmental Geology*, 26 (4), 232-239.

Renau-Llorens, E.A. 2010. Elementos minoritarios y traza en la masa de agua subterránea 080.021 (Plana de Castelló). Origen y procesos asociados (Minor and trace elements in the groundwater body 080.021 (Plana de Castelló). Origin and associated processes. Dissertation, Universitat Jaume I of Castellón, Spain. ISBN: 978-84-695-3675-9

Stoecker, F., Babel, M.S., Das Gupta, A., Rivas, A.A., Evers, M., Kazama, F., Nakamura, T. 2013. Hydrogeochemical and isotopic characterization of groundwater salinization in the Bangkok aquifer system, Thailand. *Environmental Earth Sciences*, 68(3), 749-763.

Sugeno, M., Yasukawa, A. 1993. *IEEE Transactions on Fuzzy Systems*, 1, 7-31.

Vadiati, M., Asghari-Moghaddam, A., Nakhaei, M., Adamowski, J. 2016. A fuzzy-logic based decision-making approach for identification of groundwater quality indices. *Journal of Environmental Management*, 184, 255-270. Doi:10.1016/j.jenvman.2016.09.082.

Vengosh, A., Spivack, A.J., Artzi, Y., Ayalon, A. 1999. Boron, strontium and oxygen isotopic and geochemical constraints for the origin of the salinity in ground water from the Mediterranean coast of Israel. *Water Resources Research*, 35, 1877-1894.

Yang, Q., Xiao, H., Zhao, L., Yang, Y., Li, C., Zhao, L., Yin, L. 2011. Hydrological and isotopic characterization of river water, groundwater, and groundwater recharge in the Heihe River basin, northwestern China. *Hydrological Processes*, 25, 1271-1283. Doi:10.1002/hyp.7896.

Zadeh, L.A. 1965. *Fuzzy Sets, Information and Control*, 8, 338-353.

Zghibi, A., Zouhri, L., Tarhouni, J. 2011. Groundwater modelling and marine intrusion in the semi-arid systems (Cap-Bon, Tunisia). *Hydrological Processes*, 25 (11), 1822-1836. Doi: 10.1002/hyp.7948.

4.8. Sustancias prioritarias y contaminante emergentes

En junio de 2012 se analizaron en dos muestras (pozos 6 y 20) más de 60 compuestos orgánicos semivolátiles incluidos dentro de las sustancias prioritarias establecidas en la Directiva 2000/60/CE. Los resultados obtenidos indican que todos los parámetros analizados se encuentran por debajo del límite de cuantificación, establecido para el cumplimiento de los requisitos legales y reglamentarios.

En estas dos mismas muestras se llevó a cabo el análisis cualitativo de contaminantes emergentes. Como se puede observar en la tabla 4.5, en ambas muestras se han encontrado diversos plaguicidas, entre ellos algunos herbicidas del grupo de las triazinas, como la simazina, terbutilazina, atrazina, etc, así como sus metabolitos y productos de transformación, otros herbicidas, como el terbacilo, bromacilo y diurón, fungicidas como el imazalil, el carbendazima y el tiabendazol e insecticidas como el imidacloprid y el aldicarb. Además, en ambas muestras se han encontrado productos utilizados habitualmente en las industrias cosmética y farmacéutica, como los parabenos.

Únicamente en el caso de la muestra del pozo 20 se han encontrado algunos fármacos como el irbesantan, utilizado para el tratamiento de la hipertensión arterial, el venlafaxine, utilizado como antidepresivo, el fenazona, un analgésico antiinflamatorio, el sulfamethoxazole, un antibiótico para el tratamiento de infecciones causadas por bacterias, y dos fármacos antiepilépticos, la carbamazepina y el gabapentin. Estos fármacos se encuentran típicamente en los efluentes de las estaciones depuradoras de aguas residuales. También se han encontrado dos edulcorantes bajos en calorías, la sucralosa, el único edulcorante que se obtiene a partir de la sacarosa, y el acesulfame; y dos agentes yodados de contraste para exploraciones de rayos X, la iopromida y el iomeprol, ambas moléculas son hidrosolubles, es decir que se disuelven en agua y se eliminan por la orina.

Tabla 4.5. Contaminantes emergentes en los pozos 6 y 20

		AGUAS SUBTERRÁNEAS	
COMPUESTO		RAMBLETA 2	SAN VICENTE
PLAGUICIDAS	SIMAZINA		X
	TERBUTILAZINA	X	X
	DESETILTERBUTILAZINA	X	X
	2-OH-TERBUTILAZINA		X
	DESETILTERBUMETONA	X	X
	TERBUTRINA		X
	ATRAZINA	X	
	DEA	X	X
	DIA	X	X
	CARBENDAZIMA	X	X
	IMAZALIL	X	X
	THIABENDAZOL	X	X
	DIURON	X	X
	BROMACILO	X	X
	TERBACILO		X
	IMIDACLOPRID		X
	ALDICARB SULFOXIDE	X	
FÁRMACOS	IRBESARTAN		X
	VENLAFAXINE		X
	CARBAMAZEPINA		X
	GABAPENTIN		X
	SULFAMETHOXAZOLE		X
	PHENAZONE		X
CUIDADO PERSONAL	METILPARABEN	X	X
	PROPILPARABEN	X	X
	BUTILPARABEN	X	X
EDUL.	SUCRALOSE		X
	ACESULFAME		X
RAYOS X	IOPROMIDE		X
	IOMEPROL		X

Capítulo 5

ESTUDIO DE LA SALINIDAD

5.1. Introducción

5.2. Método SITE

5.2.1. Índice SITE de la Plana de Castellón

Artículo 2 (publicado): *A standardized index for assessing seawater intrusion in coastal aquifers: the SITE Index*. Water Resources Management. Vol. 30 (13): 4513-4527. Doi:10.1007/s11269-016-1433-4

5.3. Caracterización de un proceso de *Upconing*

Artículo 3 (publicado): *Spatial characterization of the seawater upconing process in a coastal Mediterranean aquifer (Plana de Castellón, Spain): evolution and controls*. Environmental Earth Sciences. Vol. 75: 728. Doi: 10.1007/s12665-016-5531-7

5.1. Introducción

Dada la importancia del proceso de intrusión marina en la zona de investigación y que su conocimiento detallado es fundamental para desarrollar la experiencia de recarga artificial, se aborda un tratamiento más pormenorizado de este proceso desde dos puntos de vista. Por un lado, se ha tratado de establecer un método que refleje las principales características de la salinización por intrusión marina (Ballesteros et al. 2016). Por otro lado, se ha abordado la caracterización espacial del proceso intrusivo en la zona de estudio, que se caracteriza por la formación de un cono salino (*upconing*) (García-Menéndez et al. 2016). En este capítulo se sintetizan los trabajos realizados y los resultados obtenidos en ambas líneas de investigación.

5.2. Método SITE

El método SITE se ha concebido con el objetivo general de reflejar de manera sencilla las principales características del proceso de intrusión marina, dando como resultado el denominado índice de intrusión SITE. El método se ha desarrollado de modo que la información proporcionada por el índice sea amplia, inequívoca, descriptiva y discriminatoria. Se debe intentar, por tanto, que el índice ofrezca información cuantitativa y cualitativa sobre la afección espacial, la intensidad del proceso, la temporalidad y la evolución a medio o largo plazo. Se establece también como requisito básico que el índice pueda ser elaborado con datos sencillos y habitualmente disponibles, como es la concentración del ión cloruro, dato generalmente proporcionado por las redes de control operativas en la mayoría de los acuíferos costeros que presentan problemas de intrusión marina.

Con estas consideraciones, el método SITE se basa en la determinación de una serie de parámetros que reflejan las principales características del proceso intrusivo, utilizando exclusivamente como dato de partida la concentración del ion cloruro en el agua subterránea en diferentes puntos del acuífero a lo largo del tiempo. A partir de esta información, el método es capaz de diferenciar entre distintas tipologías, que permiten definir de forma cuantitativa y cualitativa la intrusión marina sufrida por un acuífero.

El fundamento conceptual del índice se basa en la idea de que la intrusión marina puede ser establecida desde dos puntos de vista: el espacial y el temporal, y puede procederse a su caracterización a partir de cuatro parámetros elementales, que constituyen el acrónimo SITE:

S = Superficie del acuífero afectada

I = Intensidad del proceso

T = Temporalidad o estacionalidad de la afección

E = Evolución de la calidad a medio-largo plazo

En este apartado se incluye el artículo publicado en la revista *Water Resources Management* denominado “*A Standardized Index for Assessing Seawater Intrusión in Coastal Aquifers: The SITE Index*” (doi: 10.1007/s11269-016-1433-4), que sintetiza las simplificaciones conceptuales y las definiciones en las que se basa el método, los requerimientos de los datos de partida, y la forma de calcular los cuatro parámetros que componen el índice SITE. El resultado final es la

combinación de un valor y de un código alfanumérico. Este último da información de cada uno de los cuatro parámetros SITE. Los valores para los parámetros S, I y T varían de 0 a 4, correspondiendo el valor 0 a la situación más favorable y el valor 4 a la más desfavorable, y a cada valor se le asigna un código: N= Null (valor 0), L= Low (1), M= Moderate (2), H= High (3) y E= Extreme (4). Por su parte, el parámetro E expresa el comportamiento de la salinidad en el tiempo, que puede ser positivo (incremento), negativo (descenso) o nulo (sin variación significativa). Estas situaciones se expresan mediante un código numérico. Los rangos de valores para los cuatro parámetros y los valores numéricos y códigos alfanuméricos asignados se sintetizan en la Tabla 1 del artículo.

Los criterios superficie (S) e intensidad (I) son los que mejor definen el estado general del acuífero ya que dan una idea sobre la salinidad general y su afección espacial. Probablemente, por sí mismos podrían ser suficientes para establecer un índice cuantitativo simplificado y manejable. Sin embargo, la inclusión de datos sobre la variabilidad del proceso (T) y su evolución reciente (E) suministra información valiosa para la catalogación del estado de la intrusión y el alcance de la presión sufrida. Por ello, para el cálculo del índice SITE se han ponderado estos criterios de acuerdo a la siguiente expresión:

$$SITE_{value} = \frac{3S + 3(S/4)I + T + E}{30} \quad (\text{Ec. 5.1})$$

El valor máximo que puede alcanzar el algoritmo del numerador es 30, por lo que un acuífero totalmente salinizado tendría un valor SITE de 1. Dependiendo del valor SITE se establecen categorías del estado de la intrusión. En la tabla 2 del artículo se detallan los diferentes rangos establecidos y el grado de presión asignada a cada uno de ellos.

Como se ha comentado, el índice SITE es el resultado de unir códigos alfanuméricos y el valor SITE. Así, un acuífero cuyo índice SITE sea MML1(0,47) correspondería a un acuífero con intrusión marina zonal, de intensidad media y variaciones estacionales poco significativas, en el que se ha registrado un moderado incremento de la salinidad. El código de temporalidad T apuntaría a que se trata de un acuífero bastante inercial, con cierta dificultad para ser recuperado. La valoración general arroja el resultado de que la presión debida a intrusión marina en el acuífero es *media*.

Para establecer los rangos, las fórmulas y el procedimiento de cálculo del método así como para validar los resultados que se obtienen se ha aplicado el SITE en cuatro acuíferos costeros mediterráneos situados en las provincias de Castellón y Valencia: Plana de Vinaroz, Plana de Oropesa-Torreblanca, Plana de Castellón y Plana de Sagunto (apartado 4 del artículo).

5.2.1. Índice SITE de la Plana de Castellón

En este apartado se desarrolla detalladamente la aplicación del índice SITE en la Plana de Castellón. En este acuífero se ha contado con 56 puntos de control, que disponen de medidas anuales de concentración de cloruros para el periodo 1978-2001 (Red de Intrusión IGME).

Tras un tratamiento y depuración inicial de los datos se ha construido una matriz básica en la que se incluyen las principales características de los puntos de control (coordenadas, cota y profundidad de la perforación) y el número de medidas de cada punto por año. En esta primera fase se han eliminado 3 puntos que presentaban problemas para el cálculo los parámetros (falta de datos en ciertos años y ubicación próxima a otros puntos), por lo que los puntos utilizados para la aplicación del índice han quedado reducidos a 53 (tabla 5.1. y figura 5.1.).

Para el cálculo de los parámetros S e I se ha utilizado el total de puntos seleccionados dentro de la matriz básica, puesto que presentaban continuidad en los datos para el periodo 1998-2001. En relación al cálculo del parámetro T, se han seleccionado 19 puntos del conjunto de los 53, mientras que para el parámetro E se han utilizado 44 (tabla 5.1).

Cálculo del Parámetro S

Para el cálculo de este parámetro se ha definido la situación más reciente, que corresponde a la de los cuatro últimos años con valores de concentración de cloruros disponibles, que corresponde al periodo 1998-2001. Con los valores medios de cada punto en dicho periodo (tabla 5.1) se ha elaborado el mapa de isocloruros con las isolíneas correspondientes a 250 mg/L (valor de referencia, Vr), 500 mg/L (2Vr), 1000 mg/L (4Vr) y 2000 mg/L (8Vr) (figura 5.2).

En este caso, es necesario aplicar la denominada *corrección de superficie*, ya que el sistema hidrogeológico se extiende ampliamente hacia el interior del continente. En consecuencia, y de acuerdo con las premisas establecidas en las definiciones y simplificaciones conceptuales (apartado 3.1. del artículo), para la aplicación del índice se considera la franja litoral que se encuentra a menos de 10 kilómetros de la línea costera (figuras 5.1 y 5.2). Con esta condición, la superficie afectable queda restringida a 338,51 km². Para dicha superficie se determina aquella cuya concentración de cloruros sea superior al valor de referencia, en este caso la isolínea de 250 mg/l, que resulta ser de 72 km² (tabla 5.2).

De este modo el valor del parámetro S es igual a:

$$S = \frac{S_{>250}}{S_{total}} = \frac{72,00}{338,51} = 0,21 \quad (\text{Ec. 5.2})$$

El resultado (0,21) indica que el acuífero está sometido a una intrusión *localizada*, y se le asigna un valor de 1 y el código L (según tabla 1 del artículo).

Tabla 5.1. Puntos de control utilizados en el cálculo del índice SITE en el acuífero Plana de Castellón; características generales y valor de la concentración media para el periodo 1998-2001 en cada punto. En las tres últimas columnas se indica con “x” los puntos incluidos en las matrices de cálculo de los parámetros SITE indicados

Código IGME	Nº iden- tificativo	Huso	Sector	CoorXutm	CoorYutm	Cota	Prof_pozo	Valor Medio CI- (1998-2001)	Matriz de cálculo S, I	Matriz de cálculo T	Matriz de cálculo E
292640048	1	30	S	740.248	4.413.006	44,00	44,23	215	x		x
292640050	2	30	S	740.590	4.412.175	42,00	100	378	x		x
302460003	3	30	S	754.014	4.434.863	25,91	40	484	x		x
302470001	4	30	S	756.200	4.435.550	5,18	manantial	640	x	x	x
302470011	5	30	S	756.700	4.435.200	10,00	16,20	463	x		x
302470026	6	30	S	756.450	4.435.750	18,35	20,15	447	x		
302480014	7	30	S	762.950	4.438.900	19,00	14,1	798	x	x	x
302510022	8	30	S	746.660	4.426.218	60,00	120	90	x		x
302510026	9	30	S	746.259	4.426.120	59,64	70	79	x		
302510036	10	30	S	746.487	4.426.469	65,00	105	75	x	x	
302510039	11	30	S	745.817	4.427.249	71,29	114	85	x		
302510043	12	30	S	744.797	4.427.845	82,00	105	77	x		
302510051	13	30	S	745.951	4.425.145	53,00	70	96	x	x	x
302510056	14	30	S	746.294	4.424.398	49,21	59	120	x		
302510059	15	30	S	746.468	4.424.065	45,45	72	158	x	x	x
302510060	16	30	S	744.915	4.423.924	48,11	53	186	x	x	x
302510068	17	30	S	743.530	4.422.931	50,00	70	196	x	x	x
302510069	18	30	S	743.294	4.424.835	54,35	107	168	x		
302510070	19	30	S	743.792	4.424.382	53,10	69	181	x		x
302510071	20	30	S	744.641	4.424.126	52,00	85	236	x		
302520001	21	30	S	749.746	4.427.025	48,00	86	143	x		x
302520024	22	30	S	747.711	4.426.071	51,00	63	96	x		x
302520025	23	30	S	748.838	4.426.154	45,83	60	90	x		x
302520026	24	30	S	747.914	4.426.511	54,83	66	96	x	x	x
302520039	25	30	S	747.949	4.430.918	79,00	87	97	x	x	x
302530008	26	30	S	754.812	4.424.716	4,08	5	140	x	x	x
302550006	27	30	S	746.247	4.418.082	16,35	19	154	x		x
302550008	28	30	S	742.130	4.415.670	19,75	29	182	x		x
302550013	29	30	S	745.785	4.413.452	3,28	15	637	x	x	x
302550015	30	30	S	746.673	4.414.924	1,99	9	254	x		x
302550020	31	30	S	743.941	4.417.745	24,00	38	154	x		x
302550028	32	30	S	743.046	4.418.652	36,00	58	184	x		x
302550030	33	30	S	742.050	4.419.259	44,00	67	137	x		x
302550035	34	30	S	741.457	4.413.828	24,43	74	313	x		x
302550039	35	30	S	743.709	4.413.665	9,83	13	243	x		x
302550040	36	30	S	746.690	4.415.615	3,65	10	148	x	x	x
302550051	37	30	S	746.566	4.420.459	27,69	32	189	x		x
302550052	38	30	S	745.239	4.420.492	34,51	39	206	x		x
302550053	39	30	S	743.111	4.420.580	45,21	81	143	x		x
302550059	40	30	S	744.069	4.421.325	47,00	52	163	x	x	x
302550060	41	30	S	744.314	4.420.672	39,93	67	193	x	x	x
302550070	42	30	S	742.871	4.421.697	55,15	66	180	x	x	x
302560023	43	30	S	750.063	4.419.436	9,73	73	238	x		x
302610003	44	30	S	741.728	4.406.356	4,14	6,13	503	x	x	x
302610009	45	30	S	741.890	4.408.467	11,29	15,17	711	x		x
302610012	46	30	S	743.009	4.407.458	3,00	24	1.246	x		x
302610014	47	30	S	742.786	4.406.750	1,57	7	645	x	x	x
302610052	48	30	S	740.912	4.411.476	36,00	51	722	x		x
302610056	49	30	S	744.342	4.411.357	7,11	21	1.630	x	x	x
302610065	50	30	S	742.766	4.408.386	8,00	14	1.205	x	x	x
302610067	51	30	S	743.354	4.411.510	14,40	25	1.008	x		x
302610075	52	30	S	743.234	4.407.457	3,00	19	1.093	x		
302610099	53	30	S	742.135	4.410.970	25,00	92	934	x		x

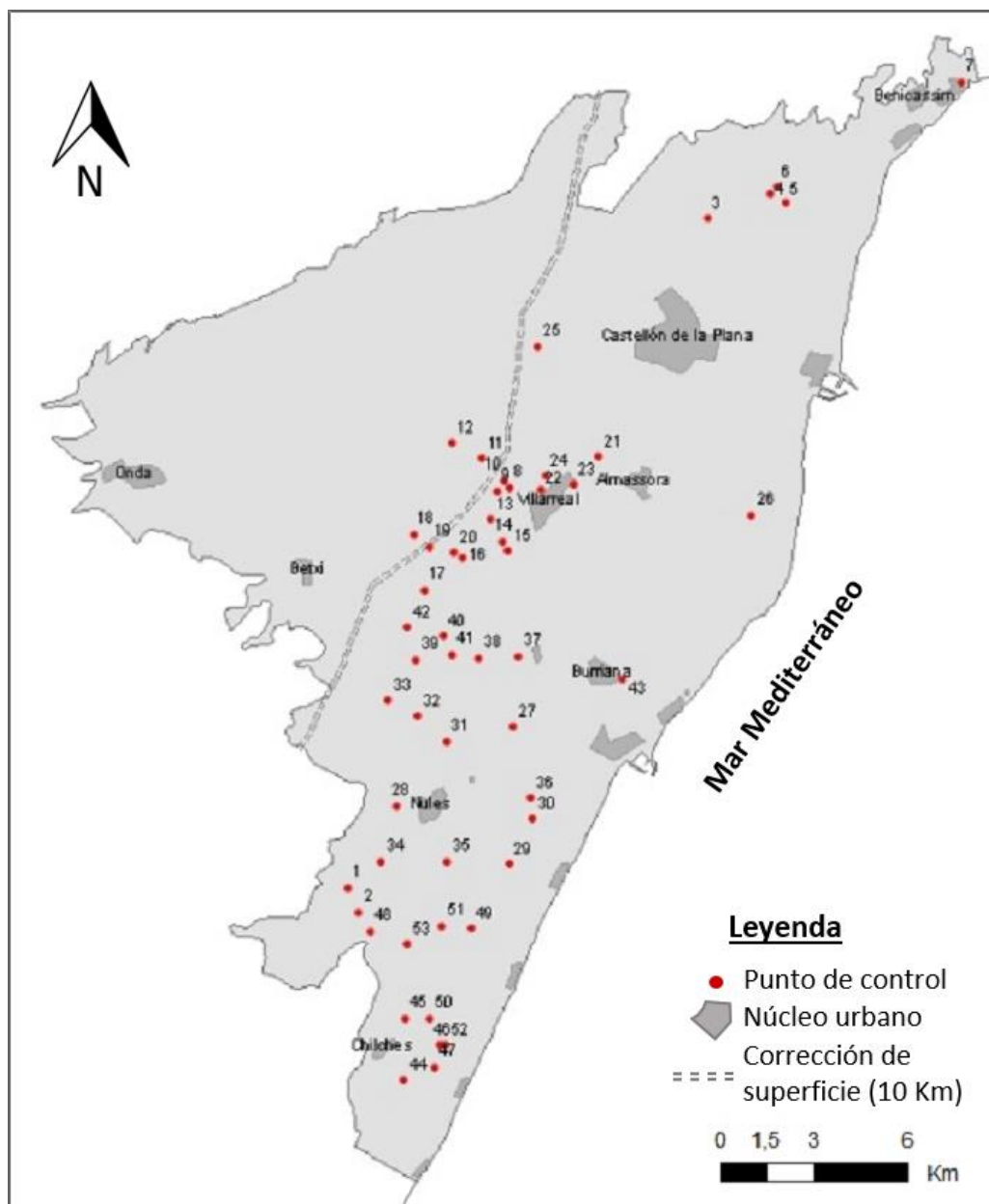


Figura 5.1. Ubicación de los puntos de control utilizados en el cálculo del índice SITE. La línea gris delimita la superficie afectable (franja litoral a menos de 10 km de la costa)

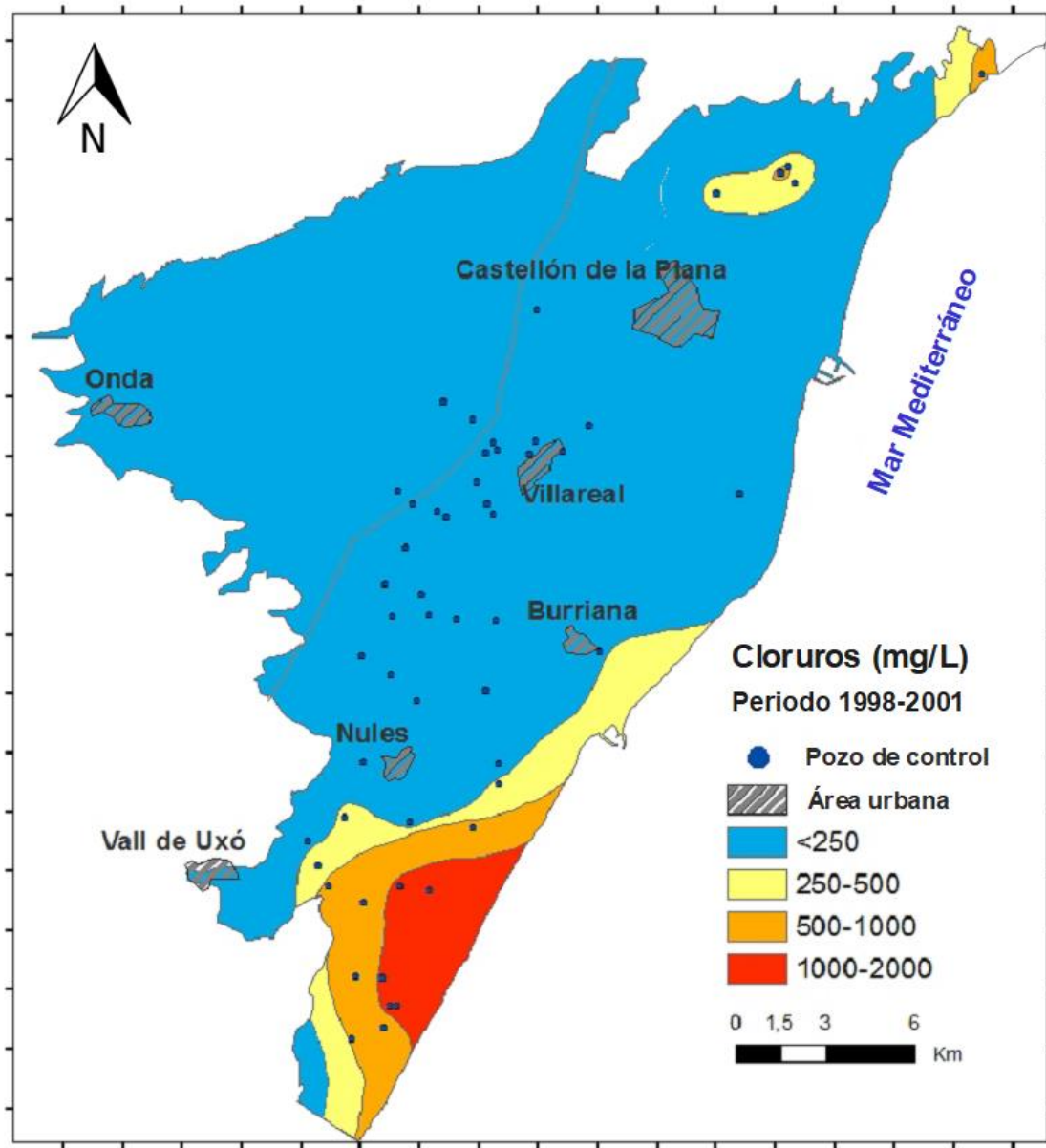


Figura 5.2. Distribución del valor medio de cloruros para el periodo 1998-2001 en el acuífero Plana de Castellón. La línea gris delimita la superficie afectable (franja litoral a menos de 10 km de la costa)

Tabla 5.2. Valores necesarios para el cálculo de los parámetros S e I: superficie correspondiente a cada rango de concentración de cloruros y producto de la superficie por la concentración promedio de cada rango

Parámetro S			Parámetro I	
Rango Cl ⁻ (mg/L)	Superficie (km ²)		Cl ⁻ medio/ rango(mg/L)	Cl ⁻ *Sup
<250	266,51	266,51	-	-
251 - 500	31,93		375	11,974
501 - 1000	23,22	72,00	750	17,412
1001-2000	16,85		1500	25,275
TOTAL	338,51			54,661

Cálculo del Parámetro I

Para obtener la salinidad media del acuífero en la situación más reciente (1998-2001) se parte del mapa de la concentración de cloruros con las isolíneas indicadas anteriormente. El parámetro I se calcula a partir del producto de las superficies comprendidas entre dichas isolíneas y del valor medio de concentración de cloruros asignado a cada rango de concentración (tabla 5.2).

Con estos datos el valor de I queda establecido en:

$$I(\text{mg} / \text{L}) = \frac{\sum S_{i(>V_r)} Cl_{(>V_r)}}{S_{>V_r}} = 54.661/72 = 759 \quad (\text{Ec. 5.3})$$

lo que indica que la salinidad del acuífero es moderada y se le asigna en el índice numérico el valor 2 y el código de identificación M (según tabla 1 del artículo).

Cálculo del Parámetro T

A partir de la matriz básica de 53 puntos, se seleccionaron 25 de ellos que poseían dos medidas anuales de la concentración de cloruros. Tras la corrección de superficie y la depuración de datos (puntos muy cercanos, años sin campañas o años con un sólo dato) quedaron restringidos a 19 puntos con datos en 16 años (figura 5.3.).

El valor de T se calcula por la diferencia entre las medias máximas y mínimas anuales en cada punto, según:

$$T(\text{mg} / \text{L}) = \frac{\frac{1}{n} \sum_{x=1}^n (\overline{f(x) \text{ max}} - \overline{f(x) \text{ min}})}{\overline{f \text{ max}}} = 0,21 \quad (\text{Ec. 5.4})$$

La cifra obtenida (0,21) indica que la intrusión presenta una estacionalidad moderada, si bien se sitúa justo en el límite con estacionalidad baja, correspondiéndole el valor 2 y el código M (según tabla 1 del artículo).

AÑO	Cl ⁻ (mg/L)		Tx
	Valor mínimo	Valor máximo	
1978	199	323	124
1979	274	368	94
1980	354	418	63
1982	345	473	128
1987	341	520	179
1988	305	448	143
1989	287	356	69
1990	251	308	57
1992	242	290	48
1993	264	311	47
1994	306	365	59
1995	332	491	159
1996	401	486	85
1998	390	429	39
1999	401	433	32
2000	364	405	41
Media	316	402	86

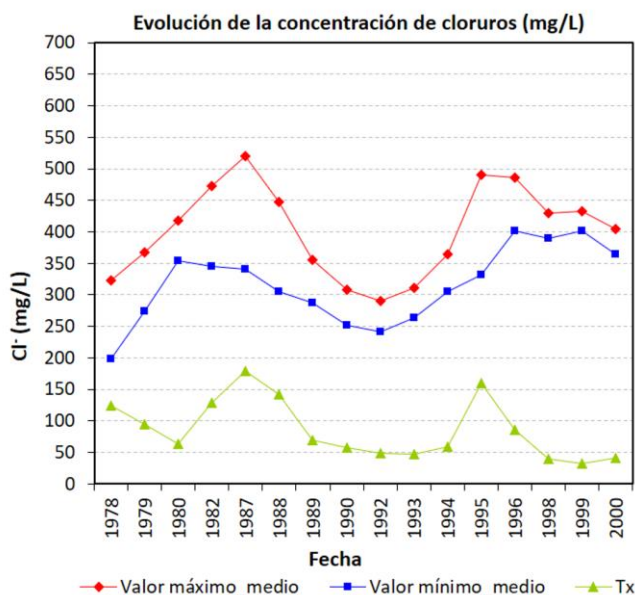


Figura. 5.3. Concentraciones máximas y mínimas anuales de cloruros, y parámetro T para cada año (T_x) (tabla y gráfico de evolución) en el acuífero Plana de Castellón

Cálculo del Parámetro E

El parámetro E se calcula a partir del cociente entre el valor medio del contenido en cloruros para la situación más reciente (periodo 1998-2001) y para la situación precedente (periodo 1994-1997). En este caso, el total de puntos utilizados, una vez aplicada la corrección de superficie y la premisa de una distribución espacial homogénea, ha sido de 44 y el valor resultante:

$$E = \frac{\overline{Cl_n}}{Cl_{n-1}} = 392/352 = 1,11 \quad (\text{Ec. 5.5})$$

Dicho valor caracteriza una situación en la que tiene lugar un aumento moderado (deterioro moderado) de la concentración de cloruros que corresponde al valor numérico 1 y al código 1 (según tabla 1 del artículo).

Índice SITE del acuífero de la Plana de Castellón

Los valores numéricos y códigos SITE que caracterizan el acuífero de la Plana de Castellón, mostrados en la tabla 5.3, dan lugar al índice alfanumérico LLM1. Por su parte, de la aplicación del algoritmo de cálculo (Ec. 5.1) se obtiene el valor SITE de 0,25.

De esta forma se ha obtenido un índice SITE para la Plana de Castellón de LMM1(0,25), el cual caracteriza a un acuífero con intrusión marina de intensidad moderada y localizada (zona sur de la Plana con concentraciones por encima de los 500 mg/L, figura 5.1), con variaciones estacionales moderadas, y en el que se ha registrado un moderado incremento de la concentración del ión cloruro. El valor numérico del índice (0,25) indica que la presión debida a la intrusión marina en el acuífero es baja pero situándose en el límite de moderada. Por tanto, la situación general del acuífero puede considerarse buena, limitando su afección por intrusión marina a la zona sur (área de Vall de Uxó-Nules-Móncofar), dónde el grado de intrusión es importante.

Tabla 5.3. Valores alfanuméricos y códigos del índice SITE en el acuífero Plana de Castellón

Criterio	Valor	Índice num.	Código	Caracterización
S	0,21	1	L	Localizada
I	759	1	M	Intensidad moderada
T	0,21	2	M	Estacionalidad moderada
E	1,11	1	1	Deterioro moderado
SITE		0,25	LLM1	Intrusión BAJA

A Standardized Index for Assessing Seawater Intrusion in Coastal Aquifers: The SITE Index

Bruno J. Ballesteros¹ · Ignacio Morell² ·
Olga García-Menéndez² · Arianna Renau-Pruñonosa² 

Received: 28 April 2016 / Accepted: 8 July 2016 /

Published online: 13 July 2016

© Springer Science+Business Media Dordrecht 2016

Abstract A large number of coastal aquifers worldwide are impacted by seawater intrusion. A major aim of European Directives 2000/60/EC and 2006/118/EC is to achieve good ecological status in groundwater bodies, including coastal aquifers. To this goal, information is needed about the current state of, and changes over time in, individual aquifers. This information can be obtained by applying methods that determine the status of aquifers in an uncomplicated manner. Methods for this type of assessment must comply with three essential criteria. First, calculation of the index must be straightforward and should be based on easy-to-obtain or commonly available data. Next, the index should be able to highlight important characteristics in understandable terms. Finally, the results should be objective and should be expressed in such a way that different time periods and different aquifers can be compared. In this paper we describe the development of a method to characterize seawater intrusion that meets these criteria and is based on four basic parameters: surface area, intensity, temporality, and evolution. Each parameter is determined by specific calculations derived from the groundwater chloride concentrations. Results are specified as a numerical index and an alphanumeric code. This index, known as SITE, has been applied to four Mediterranean coastal aquifers. The standardized results allowed us to discriminate between, and objectively compare the status of these groundwater bodies. Further, this index will make it possible to prioritize management actions and evaluate the effectiveness of these actions over time.

Keywords Seawater intrusion · Coastal aquifers · Index · Groundwater management

✉ Bruno J. Ballesteros
b.ballesteros@igme.es

¹ Coastal Aquifers Research Group, Geological Survey of Spain, C/ Cirilo Amorós 42, 46004 Valencia, Spain

² Coastal Aquifers Research Group, Research Institute for Pesticides and Water, Jaume I University, Avda. Sos Baynat s/n, 12071 Castellón de la Plana, Spain

1 Introduction

Groundwater in coastal aquifers makes a significant contribution to satisfying the water demand for agricultural, urban, industrial, and recreational activities, especially where surface water sources are scarce or absent, as is increasingly the case in arid and semiarid coastal regions. Because of intensive use of groundwater and pollution from a wide range of sources, these aquifers have been subjected to increasing pressure over the last few decades. As a consequence, a large number of aquifers worldwide are affected by seawater intrusion, which deteriorates groundwater to the point that it cannot be used for any activity (Renau-Pruñonosa et al. 2014; Vallejos et al. 2015). This situation may be exacerbated in the near future by the effects of climate change and potential sea level rise (Estrela and Vargas 2012; Estrela et al. 2012; Pérez-Martín et al. 2014).

In Europe, seawater intrusion affects almost all Mediterranean coastal aquifers to some degree, particularly those in Spain (Guhl et al. 2006; García et al. 2016), Italy (Barrocu 2003; Benini et al. 2016), Greece (Petalas and Lambrakis 2006; Kazakis et al. 2016), and Turkey (Günay 1997; Arslan et al. 2012). Coastal aquifers also show signs of seawater intrusion in countries such as Poland and Finland (EEA 2007). Seawater intrusion is also widespread throughout Africa (Steyl and Dennis 2010), Australia (Werner et al. 2013), Asia (FAO 1997; Liu 2004; Sivsankar et al. 2013; Shi and Jiao 2014), North America (Cardoso 1993; Daessle et al. 2014), and the Caribbean (Morell et al. 1997). In Europe, one of the principal objectives of European Directives 2000/60/CE (EU-WFD 2000) and 2006/118/CE (EU 2006) is to attain good qualitative and quantitative status in water bodies by 2015. As a result, several studies have attempted to define suitable methods that will allow coordinated characterization of water bodies and optimization of groundwater monitoring networks.

The effects of marine intrusion on groundwater bodies (GWB) are determined both by intrinsic, such as the type and size of the aquifer, hydraulic parameters and hydrostatic conditions, and extrinsic, such as natural and induced recharge and pumped abstractions, factors. These multiple influences mean that characterization of the intrusion process is a rather complex procedure and only straightforward approaches that use basic criteria are practical on a universal scale.

Spatial and temporal assessments of seawater intrusion need to be done on a case-by-case basis, supported by a knowledge of the hydrogeological functioning of the aquifer and data from monitoring networks. The complexity increases if the aim is to assess the reversibility of the intrusion process (viability and requirements) and the synergies that might exist with other salinization processes (such as regional saline flows, mobilization of connate waters, effects of agricultural activities, and discharges).

Consequently, there are no canonical scenarios; rather, both the intensity of the intrusion and its temporal and spatial evolution must be studied for each specific case. Nevertheless, to ensure that the methodology can be used to make global assessments and to establish reference scales, we need an index that defines the state of the intrusion, is easy to obtain from common or easily available data, and is capable of delivering realistic and understandable information that allows aquifer classification. Additionally, a universally applicable seawater intrusion index must provide a simple overview of the principal characteristics of the salinization processes. Therefore, the index must offer qualitative and quantitative information about the spatial impact, intensity, temporal trends, and probable evolution of seawater intrusion over the medium- to long-term. Results must be comprehensive, unequivocal, and descriptive, so that differences between aquifers can be distinguished.

In this paper, we propose an index of seawater intrusion that takes all these conditions into account and uses easy-to-obtain data from monitoring networks, namely chloride concentrations. Application of this method provides relevant information about the degree of seawater intrusion in coastal systems and its historical trends. Further, it facilitates comparisons between different aquifers.

2 Current State of Indicator Development for Seawater Intrusion

Numerous indices of seawater intrusion that vary in complexity and success have been proposed. Most of these indices are based on physico-chemical parameters, and, in particular, on the chloride ion, which is considered the most reliable element for identifying and describing the seawater intrusion process. While chloride is a very useful indicator, additional properties might also be considered, such as ion ratios (hydrogeochemical indices) and morphological and/or piezometric data.

Total dissolved solids (TDS), an indicator of the salinity and general groundwater quality, has been proposed by some authors (Voudouris et al. 2004) as a useful indicator of the distribution of seawater intrusion. Inclusion of TDS however have two main disadvantages, i.e., information about all the major ions is needed to calculate TDS and other salinization processes may be involved. Voudouris et al. (2004) used the geographical distribution of the ionic strength to establish the zone of impact of the intrusion process.

Because of its non-reactive properties, the chloride ion can be used to calculate the percentage of seawater in coastal aquifers, and the evolution of chloride concentrations is an ideal indicator of marine intrusion. Normally, the natural background concentrations of chloride in coastal aquifers is low (in the order of 50–150 mg/L) and, in the absence of occasional natural or anthropic processes, this component derives exclusively from sea spray and evapotranspiration of rainwater.

Murillo and Navarro (1991) proposed the Itemized Index of Marine Intrusion (IPI), which discretized the aquifer and assigned a weight to each of the cells as a function of their chloride concentrations. The index values are between zero and ten, where zero and ten correspond to freshwater and seawater, respectively. Other methods take into account the chloride content and the relationship between recharge and pumping system to determine the extent seawater intrusion and the good quantitative status of aquifers (CHJ 2016).

The ionic ratios most commonly used for evaluating the status of marine intrusion are $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$, $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, and Na^+/Cl^- . These ions are involved in rock-water interaction processes, such as cation exchange, redox reactions, and precipitation-dissolution of carbonates. While minor ion ratios (Br^-/Cl^- , I^-/Cl^- , and $\text{Sr}^{2+}/\text{Cl}^-$) also provide useful information, data are not commonly available. The Br^-/Cl^- (or Cl^-/Br^-) ratio has been most often used to identify the origin of salinity (Morell 1985; Custodio and Alcalá-García 2003; Voudouris et al. 2004; Mandilaras et al. 2007). Kazakis et al. (2016) developed a GIS-based method that used ionic ratios to identify the areas affected by seawater intrusion.

Over the last few years, various attempts have been made to apply new hydrogeochemical indices that are analytically complex and demanding. One such index is the $\text{B}^{10}/\text{B}^{11}$ isotope ratio, which can discriminate the origin of salinity and evaluate mixing processes. It is not really an index, but rather a parameter that gives a better understanding of the hydrogeochemical features in aquifers that are influenced by marine intrusion (Giménez and Morell 1997; Morell et al. 2008).

Edet and Okereke (2001) proposed a semiquantitative assessment index of marine intrusion using five monitored parameters, namely density, TDS, sodium and chloride concentrations, and the Br^-/Cl^- ratio, and classified the aquifers into three classes according to the intensity of the intrusion.

Finally, a number of indices have been developed from vulnerability maps (Werner et al. 2012).

3 Methodology

The method highlights the need to illustrate the current status of seawater intrusion in a hydrogeological system by providing information about its spatial distribution, degree of impact, and evolution over time, all of which are important indicators of the intrinsic vulnerability of the aquifer and its capacity for recovery.

The SITE index is based on commonly-available and easy-to-obtain data and its objective is to characterize the intrusion process in a way that is straightforward to calculate and interpret. The index provides an assessment of the general state of the aquifer that facilitates comparison with other aquifers. The method, based on the chloride ion concentrations in groundwater at different points in the aquifer over time, generates numeric and alphanumeric results that allow qualitative and quantitative discrimination between the water quality states of different aquifers.

The SITE method characterizes spatial and temporal intrusion of seawater from four perspectives, namely the surface area affected, intensity, seasonal variation, and medium- to long-term trends of water quality. The acronym SITE derives from these parameters as follows:

- S Surface area affected
- I Intensity of salinization
- T Temporality or seasonality
- E Evolution over the medium- to long-term

3.1 Conceptual Simplifications and Definitions

Seawater intrusion is a very complex heterogeneous and three-dimensional process (Werner et al. 2013; Pratheepa et al. 2015) with spatial and temporal variations in groundwater quality. To be truly useful, concepts in the SITE index are simplified and a basic model is assumed: two water types (fresh and seawater) are mixing inside homogeneous aquifers and the method ignores the depth variable. This substantial simplification are justified because (a) high hydrodynamic anisotropy commonly occurs in aquifers; (b) there is lack of information about the construction characteristics of the wells and boreholes and of penetration through the transmissive horizons (lithological columns); (c) different hydraulic heads that generate ascending and descending flows in the boreholes and (d) there is limited water quality data. As a result, it is very difficult, both in terms of effort and cost, to define the saline wedge and to assign a reliable value of salinity to different depths (Guhl et al. 2006). Indexes that consider variations in depth are enormously complicated and expensive, and cannot be applied universally but can only be used at a few well-studied sites for which very detailed information is available. Furthermore, tests on the four aquifers where the SITE model was developed

confirmed that the results do not differ considerably from those indexes that included three-dimensional salinity data.

Seven concepts are used in the SITE index: *total surface* (St), *potentially affected distance* (Dpa), *potentially affected surface* (Spa), *reference value* (Vr), *surface affected* (Sa), *current situation* (Sc), and *preceding situation* (Sp).

The *total surface* (St) of the aquifer, expressed in km^2 , is one of the index inputs. Application of the index to the whole aquifer surface may result in distorted results for large aquifers or elongated aquifers that are perpendicular to the coastline. Intrusion in aquifers is restricted to a certain distance from the sea, known as the *potentially affected distance* (Dpa), because of factors that impede its movement inland, such as the elevation of an impermeable basement, or the dimensions and geometry of the system itself. Therefore, the SITE index only considers the area that is potentially affected by seawater intrusion, named *potentially affected surface* (Spa). This area is derived from the Dpa , and can be determined in very well-known aquifers. To standardize the results, where there is insufficient data, the Dpa is fixed at 10 km from the coastline.

The *reference value* (Vr) is defined as the chloride concentration above which the groundwater is considered to be that is influenced by seawater intrusion, and it is used to identify the *affected surface* (Sa) of the aquifer by this process.

Vr is the geochemical natural background chloride concentration in the aquifer. This background value is difficult to determine because it is related to several complex natural (surface water infiltration, evaporation from shallow aquifers, quality of feed flows from adjacent aquifers or leachate from saline formations) and induced (recirculation of irrigation water or pollution processes) hydrological mechanisms. For simplification purposes, we have suggested two approaches, namely (i) to use the geochemical background as the reference value in cases where it can be determined easily with a high degree of certainty, or (ii) to use a chloride value of 250 mg/L, which is the threshold limit for water human consumption in many countries.

Defining the current state of intrusion in a coastal aquifer can also be quite complex, because of spatial and temporal variabilities in the chloride concentrations caused by natural and anthropogenic processes. In the SITE method the *current situation* (Cs) is defined for the last four years, to minimize the influence of dry and humid years, and calculations include the mean of the annual values for each point over that four-year period. If there are no current data, the aquifer state will be calculated for the last four years with available data, and will be expressly referenced to this date.

The *preceding situation* (Ps) is determined as the Cs , but is based on the four-year period prior to the current situation.

3.2 Initial Conditions: Data Requirements

The chloride ion (mg/L) is the only data used in the SITE index. This data is routinely measured in monitoring networks in countries with problems of seawater intrusion. Ideally, there should be two measurements per year that coincide with high and low piezometric periods. The data matrix constructed should be as homogeneous in space and time.

Occasional missing data points can be estimated from the mean of the preceding and following values, based on the assumption that variation in salinity is gradual. The base matrix is then used to derive the data matrices for each of the SITE parameters.

3.3 SITE Parameters

This section describes how each of the four parameters of the index is calculated.

3.3.1 Surface Affected (*S*)

The parameter *S* is defined as the surface area of the system where groundwater chloride exceeds the V_r , and is the extent of the surface area of the aquifer that is impacted by seawater intrusion, independent of its intensity. The *S* parameter is calculated by constructing a map of isochloride for the current situation (last four years). Where the geochemical background level is not defined, the default value (250 mg/L) is used. Isolines corresponding to $1V_r$, $2V_r$, $4V_r$, and $8V_r$ are determined, and are used to calculate the next parameter. Additional values of V_r can be established beyond the $8V_r$ mg/L isoline. Thus, *S* is given by:

$$S = \frac{S_a}{S_t} \quad (1)$$

where S_t is the total surface area of the aquifer, or potentially affected surface (*Spa*) if that is the case, and S_a is the surface area where chlorides exceed the reference value.

The values of *S* are divided into different ranges and a number or alphanumeric type-code is assigned to each one, which corresponds to five aquifer states (Table 1).

3.3.2 Intensity of the Intrusion (*I*)

The Intensity (*I*) parameter is designed to reflect the average salinity of the surface area of the aquifer above the V_r in the current situation. The parameter is derived from the map of the chloride content (drawn to determinate the *S* parameter). The area between adjacent isolines (S_i) is calculated and is assigned the mean value of the two isolines (Cl_i). By convention, the value assigned to the surface area above the highest isoline is the value of this isoline plus the difference between this isoline and one below it. The *I* parameter is calculated as follows:

$$I(\text{mg/L}) = \frac{\sum S_{i(>V_r)} Cl_{i(>V_r)}}{S_a} \quad (2)$$

where S_i is the surface area in km^2 between isoline *i* (with a value equal to or greater than V_r) and the one immediately above it, Cl_i is the mean chloride concentration (mg/L) assigned to each area, and S_a is the surface area for which the chloride concentrations exceed the V_r .

A numeric code and an alphabetical type-code are assigned to each range of values according to the intensity of the intrusion, and five categories are stabilized (Table 1).

3.3.3 Temporality or Seasonality (*T*)

The dynamic of groundwater can generate a certain sequentiality or seasonality in the chloride ion concentration of coastal aquifers, and are denoted in this study as temporality (*T*). In addition to external factors (recharge and discharge of system), the amplitude and relative

Table 1 Summary of ranges, characterization, numeric codes and type-codes for each parameter of the SITE method

Parameter	Range of values		Characterization	Numeric code	Alphanumeric type-code
S	0.00–0.10		Null	0	N
	0.11–0.25		Low or localized	1	L
	0.26–0.50		Moderate or zonal	2	M
	0.51–0.75		High or general	3	H
	0.76–1.00		Extreme or total	4	E
I (Vr = 250 mg/l)	≤ Vr	≤ 250	Null or very low	0	N
	(Vr + 1)–2Vr	251–500	Low	1	L
	(2Vr + 1)–4Vr	501–1000	Moderate	2	M
	(4Vr + 1)–8Vr	1001–2000	High	3	H
	> 8Vr	> 2000	Extreme	4	E
T	0.00–0.10		Null	0	N
	0.11–0.20		Low	1	L
	0.21–0.30		Moderate	2	M
	0.31–0.40		High	3	H
	> 0.40		Extreme	4	E
E	< 0.85		Significant recovery	–2	–2
	0.85–0.97		Moderate recovery	–1	–1
	0.98–1.02		Stable	0	0
	1.03–1.15		Moderate deterioration	1	1
	> 1.15		Significant deterioration	2	2

importance of the seasonal variations will depend on their hydraulic features, which will influence its capacity to respond to external pressures. Temporality does highlight the system's inertia and resilience, and its propensity for recovering its original water quality. Small values show high inertia and resilience to intrusion, where recovery of water quality will be very difficult. In contrast, high values imply low inertia, which indicates a greater facility for intrusion but a greater potential for recovery of water quality.

To calculate this parameter, two samples per year are needed for each monitoring well from the seasons with best and worst water quality. Temporal continuity of the data is not strictly necessary.

With these data, two time series of salinity, one of annual maximum values and another of minimum annual chloride contents, can be made. The parameter T is calculated by average difference between the two data series as follow:

$$T(\text{mg/L}) = \frac{\frac{1}{n} \sum_{x=1}^n (\overline{f(x)_{\max}} - \overline{f(x)_{\min}})}{\overline{f_{\max}}} \quad (3)$$

where $\overline{f(x)_{\max}}$ is the annual maximum value, $\overline{f(x)_{\min}}$ is the annual minimum value, and $\overline{f_{\max}}$ is the average maximum value.

If only one sample is available per year, the parameter T is calculated from the standard deviation of the time series, named T_0 , as follows:

$$T_0(\text{mg/L}) = \frac{\frac{1}{n} \sum_{x=1}^n f(x) - \bar{f}}{\bar{f}} \quad (4)$$

where $f(x)$ is the mean chloride concentration for a particular year, and \bar{f} is the mean of the whole series.

Logically, it is necessary to apply a correction factor that was determined empirically from the four aquifers where the SITE method was applied (two years of data available). For these aquifers, T was calculated from the two series (maximum and minimum) while T_0 was calculated from a single series. As a result T_0 is attenuated and is smaller than that obtained using the two separate time series. The correlation between the two results was 1.25. Thus:

$$T(\text{mg/L}) = 1.25 * T_0 \quad (5)$$

The parameter T is differentiated into five categories according to the magnitude of the fluctuations in the chloride concentrations to which numeric and alphanumeric codes are assigned (Table 1).

3.3.4 Evolution (E)

The parameter E is used to classify the current trend of the intrusion, and three categories are differentiated: stable, in progress or decreasing intrusion. The calculation begins with the time series of the mean annual chloride concentration across the total surface of the aquifer (*St*), or surface aquifer corrected where appropriate (*Spa*). The first step is to determine the current situation (last four years) and then to determine the preceding situation (prior four years). E parameter is calculated with the expression:

$$E = \frac{\overline{Cl_n}}{\overline{Cl_{n-1}}} \quad (6)$$

where Cl_n is the mean chloride concentration over the total surface of aquifer at current situation (*Cs*) (last four years) and Cl_{n-1} is the mean chloride concentration for the preceding situation (*Ps*) (prior four years). For each range of E, a numeric code is assigned (Table 1).

3.3.5 Compilation of the SITE Index: SITE Value and Alphanumeric SITE Type-Code

The SITE index can be given as a numeric value (SITE value) and an alphanumeric type-code, which provide specific information about each of the parameters involved in the salinization. The chosen form (one or both together) depends on the purpose for which the index is applied.

The numeric values of the S, I, and T parameters are from 0 to 4, where 0 is the best and 4 is the worst. The Parameter E uses a numeric code to describe the temporal behaviour in the system salinity. Positive values indicate increasing intrusion, negative values indicate decreasing intrusion, and zero value indicates no significant variation. The numeric values of the SITE parameters are summarized in Table 1.

Table 2 Intrusion status or pressure exerted by seawater intrusion

SITE value	Pressure or status of the intrusion
< 0.10	Null
0.11–0.25	Low
0.26–0.50	Moderate
0.51–0.75	High
0.76–1.00	Extreme

**Fig. 1** Location of the aquifers

The SITE value is calculated, after weighting each parameter, as follows:

$$\text{SITEvalue} = \frac{3S + 3(S/4)I + T + E}{30} \quad (7)$$

A quotient of 30 is the maximum possible value of the algorithm for the numerator, and gives a numeric SITE code of 1 for a completely salinized aquifer.

The alphanumeric SITE type-code is compiled by writing the type-codes of all four parameters together. The codes for the S, I, and T parameters are N (Null), L (Low), M (Moderate), H (High), and E (Extreme). The E code is the same as its numerical value. In this way, the most favourable aquifer status is described by the code NNN2, whilst the most unfavourable situation is described by the code EEE2.

Different ranges of the SITE index are defined to describe the status of seawater intrusion and the degree of pressure it exerts on the aquifer (Table 2).

Finally, the SITE index is combined with the alphanumeric SITE type-code and the SITE value. For example, a SITE index equal to MML1(0.37) indicates an aquifer with zonal intrusion (M) of moderate intensity (M), low seasonality (L) and moderate increase in salinity (1). The general assessment shows a moderate pressure on the aquifer because of marine intrusion (0.37). The low seasonality points to an aquifer with high inertia that would be quite difficult to remediate.

4 Application of the SITE Index

The SITE index has been calculated for four coastal GWBs in eastern Spain: Vinaroz Plain, Oropesa-Torreblanca Plain, Castellón Plain and Sagunto Plain (Fig. 1). They are unconfined, heterogeneous, detrital and multilayer aquifers composed of gravel and sand levels in a silty clay matrix, with high pumping volume and seawater intrusion processes of different entity. The number and situation of monitoring wells used is set out in Fig. 1 and Table 3.

The chloride concentration data was provided by the Geological Survey of Spain (IGME) quality monitoring network, which operated from 1972 to 2001 (Table 3). There are no data beyond 2001, so the S value was calculated for 1998–2001, which was the most recent four-year period with available chloride concentration data. An isochloride map was constructed from the mean value of each point over this period with isolines corresponding to 250 (Vr), 500 (2Vr), 1000 (4Vr), and 2000 (8Vr) mg/L (Fig. 2).

Table 3 Aquifer characteristics and number of monitoring wells used to calculate the SITE index parameter

Aquifer	Surface (km ²)	Aquifer characteristics	Monitoring wells (IGME)					Period
			Total	S	I	T	E	
Vinaroz P.	106	Unconfined, heterogeneous, detrital and multilayer	59	59	59	27	47	1994–2001
Oropesa-T. P.	90		33	31	31	19	30	
Castellón P.	495 (339*)		53	53	53	19	44	
Sagunto P.	129		30	29	29	11	27	

(*) *Spa: potentially affected surface*

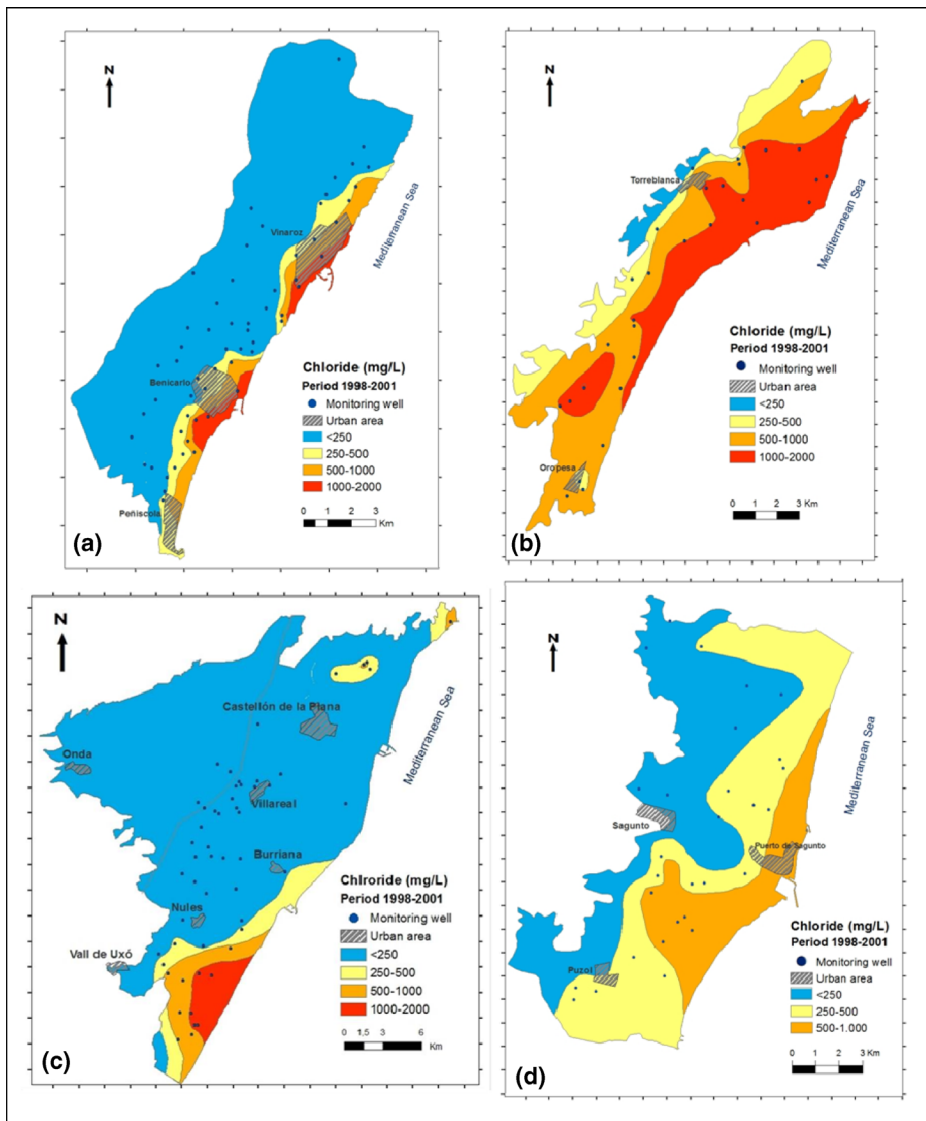


Fig. 2 Chloride concentrations for the last period available (mean of 1998–2001) in the (a) Vinaroz Plain, (b) Oropesa-Torreblanca Plain, (c) Castellón Plain, and (d) Sagunto Plain aquifers. The points indicate the monitoring networks

A surface correction had to be applied to the Castellón Plain because the hydrogeological system extends quite far inland. The index considers only the coastal zone up to 10 km from the coast. Application of this condition involves that the potentially affected surface (S_c) is only 338.51 km² (Table 3).

The S parameter (Table 4) was calculated from the maps of mean isochloride concentrations for the most recent period (1998–2001) (Fig. 2), and the I parameter (Table 4) was defined from the surface above of reference value ($V_r = 250$ mg/L). The T parameter (Table 5) was determined for mean annual minimum and maximum chloride concentrations. The E parameter

Table 4 Calculation of parameters S and I. a) Surfaces with different chloride ranges (1998–2001) and S parameter. b) Weighted distribution of chloride concentrations (1998–2001) and I parameter

a) Surface with different chloride ranges (period 1998–2001) and S parameter									
Range Cl^- (mg/L)		Aquifer surface (km^2)							
		Vinaroz P.		Oropesa- T. P.		Castellón P.		Sagunto P.	
<250		84.65	84.65	3.15	3.15	266.51	266.51	53.41	53.41
251–500		9.07	21.01	15.01	86.57	31.93	72.00	51.78	75.40
501–1000		7.38		37.82		23.22		23.62	
1000–2000		4.56		33.74		16.85		0.00	
S > 250		21.01		86.57		72.00		75.40	
S > total		105.66		89.72		338.51		128.81	
S parameter value		0.20		0.96		0.21		0.59	
b) Weighted distribution of chloride concentrations (period 1998–2001) and the I parameter									
Range Cl^- (mg/L)	Cl^- average value (mg/L)	Vinaroz P.		Oropesa-T. P.		Castellón P.		Sagunto P.	
		A (km^2)	$\text{Cl}^- * A$	A (km^2)	$\text{Cl}^- * A$	A (km^2)	$\text{Cl}^- * A$	A (km^2)	$\text{Cl}^- * A$
251–500	375	9.07	3401	15.01	5629	31.93	11,974	51.78	19,418
501–1000	750	7.38	5535	37.82	28,368	23.22	17,415	23.62	17,715
1000–2000	1500	4.56	6840	33.74	50,610	16.85	25,275	0.00	0.00
$S_{>V_r}$	$\sum S_i (>V_r) * \text{Cl}^-_{i(V_r)}$	21.01	15,776	86.57	84,604	72.00	54,664	75.40	37,133
I Parameter value		751		977		759		492	

(Table 5) was settled down from the quotient of the mean chloride content for the most recent situation (1998–2001) and the preceding situation (1994–1997).

5 Results and Discussion

The numeric values and codes of the SITE index applied to the four unconfined detrital GWBs on the Mediterranean coast of Spain are shown in Table 6. The Vinaroz Plain GWB is described by LML1(0.22), which denotes a LOW pressure from seawater intrusion because it is located, with a moderate intensity, low seasonal variation and moderate increase in chloride concentrations. The SITE index for the Oropesa-Torreblanca Plain, EMM0(0.67), indicates that there is HIGH pressure on the aquifer because seawater intrusion is total, with moderate intensity, moderate seasonal variation and it is stabilized. The index for the Castellón

Table 5 Calculation of parameters T and E

Aquifer	Vinaroz P.	Oropesa-T. P.	Castellón P.	Sagunto P.
Maximum annual Cl^- (mg/L))	301	402	1014	479
Minimum annual Cl^- (mg/L)	241	316	793	382
Difference max./min. Cl^- (mg/L)	60	86	221	97
T parameter value	0.20	0.21	0.22	0.20
Period 1994–1997 Cl^- (mg/L)	323	882	352	295
Period 1998–2001 Cl^- (mg/L)	335	895	392	321
E parameter value	1.04	1.01	1.11	1.09

Table 6 Codes and characterization of the SITE index

	Aquifer	Vinaroz P.	Oropesa-T. P.	Castellón P.	Sagunto P.
S	S parameter value	0.2	0.96	0.21	0.59
	Numeric code	1	4	1	3
	Alphanumeric type-code	L	E	L	H
	Characterization	Localized	Extreme	Localized	High
I	I parameter value	751	977	759	492
	Numeric code	2	2	2	1
	Alphanumeric type-code	M	M	M	L
	Characterization	Moderate	Moderate	Moderate	Low
T	T parameter value	0.20	0.21	0.22	0.20
	Numeric code	1	2	2	1
	Alphanumeric type-code	L	M	M	L
	Characterization	Low	Moderate	Moderate	Low
E	E parameter value	1.04	1.01	1.11	1.09
	Numeric code	1	0	1	1
	Characterization	Moderate deterioration	Stable	Moderate deterioration	Moderate deterioration
SITE	Numeric code	0.22	0.67	0.25	0.44
	Alphanumeric type-code	LML1	EMM0	LMM1	HLL1
	INTRUSION characterization	LOW	HIGH	LOW	MODERATE

Plain aquifer is LMM1(0.25), which denotes a LOW pressure because seawater intrusion, but right on the border with MODERATE. It is located, with moderate intensity, moderate seasonal variability and a moderately increasing trend in chloride concentrations. Finally, the SITE index in the Sagunto Plain aquifer is HLL1(0.44), indicating that the pressure caused by seawater intrusion is MODERATE because almost the entire area is subject to seawater intrusion, but it is low intensity, low seasonal variation and a moderately increasing trend in salinity.

The results of SITE index show that the Oropesa-Torreblanca Plain GWB is subject to most influence from seawater intrusion, with a high impact (0.67). This suggests that it would be very difficult to restore the groundwater quality, and that measures to remediate this aquifer would be more complicated and expensive than for the other tested GWBs. The seawater intrusion into the Sagunto Plain GWB is minor, and considerate as moderate (0.44), because it is low intensity but wide extension. Finally, the GWB of the Vinaroz and Castellón Plains show low impacts as seawater intrusion is confined to specific areas near the coast and the water quality in the rest of these systems is acceptable. However, in the case of Castellon Plan GWB the pressure is in the edge to be moderate (0.25), because both intensity and extension of seawater intrusion is greater than Vinaroz Plain (0.22). The SITE index indicates that it will be easier, less expensive, and more practical to restore the groundwater quality in the Vinaroz and Castellón Plains than in the first two aquifers, because actions can be limited to small areas of the aquifer. However, the SITE index highlights that seawater intrusion was increasing at a moderate rate in the Sagunto Plain, Castellón Plain, and Vinaroz Plain GWBs, so it will be necessary to design measures to correct these trends to prevent further deterioration of their groundwater.

Additionally, the results of T parameter for the four aquifers (0.1–0.2) show that they have similar hydrogeological characteristics (unconfined, heterogeneous, detrital, and multilayer), which indicates that it may be difficult to restore their water quality because of inertia and resilience of the salinity.

6 Conclusions

We have demonstrated that this method is easy to derive and can be used to summarize the main features of the seawater intrusion process in coastal aquifers in an objective manner. It offers key information that can be used to assess the overall current situation of the groundwater body and the evolution of the seawater intrusion over time. These features mean that the SITE method can effectively measure compliance with European Directives 2000/60/EC (EU-WFD 2000) and 2006/118/EC (EU 2006), whose aims are to achieve good quality and quantity in groundwater bodies. The status of groundwater bodies is described in a standardized and objective way, thereby facilitating comparison between different groundwater bodies, so that priorities for actions can be established. The index also supports the identification of the most suitable recovery strategy, and so facilitates optimal use of available human and economic resources. In addition, it provides an objective assessment of the problems in each aquifer, which can then be used to improve groundwater management.

References

- Arslan H, Cemek B, Demir Y (2012) Determination of seawater intrusion via hydrochemicals and isotopes in Bafra plain, Turkey. *Water Resour Manag* 26(13):3907–3922. doi:[10.1007/s11269-012-0112-3](https://doi.org/10.1007/s11269-012-0112-3)
- Barrocu G (2003) Seawater intrusion in coastal aquifers in Italy. *Coastal Aquifers Intrusion Technology: Mediterranean Countries*. IGME (ed). ISBN:84-7840-470-8
- Benini L, Antonellini M, Laghi L (2016) Assessment of water resources availability and groundwater salinization in future climate and land use change scenarios: A case study from a coastal drainage basin in Italy. *Water Resour Manag* 30:731–745. doi:[10.1007/s11269-015-1187-4](https://doi.org/10.1007/s11269-015-1187-4)
- Cardoso PR (1993) Saline water intrusion in Mexico. In: *Transactions on ecology and the environment*, vol 2. WIT, Southampton, UK. doi:[10.2495/WP930051](https://doi.org/10.2495/WP930051)
- CHJ (2016) (Júcar Water Agency) Júcar River Basin Plan. *Demarcación hidrográfica del Júcar*. Confederación Hidrográfica del Júcar. Ministry of Agriculture, Food and Environment, Spain
- Custodio E, Alcalá-García FJ (2003) El potencial de la relación Cl/Br como indicador del origen de la salinidad de los acuíferos costeros españoles. *Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean Countries*. IGME (ed.) pp:401–412. ISBN:84-7840-470-8
- Daessle LW, Pérez-Flores MA, Serrano-Ortiz J (2014) A geochemical and 3D-geometry geophysical survey to assess artificial groundwater recharge potential in the Pacific coast of Baja California, Mexico. *Environ Earth Sci* 71:3477–3490. doi:[10.1007/s12665-013-2737-9](https://doi.org/10.1007/s12665-013-2737-9)
- Edet AE, Okereke CS (2001) Monitoring seawater intrusion in the Tertiary-Quaternary aquifer system, Coastal Akwa Ibom area, Southeastern Nigeria-Baseline data. *First Int. Conf. Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers*
- Estrela T, Vargas E (2012) Drought Management Plans in the European Union. The case of Spain. *Water Resour Manag* 26:1537–1553
- Estrela T, Pérez-Martin MA, Vargas E (2012) Impacts of climate change on water resources in Spain. *Hydrol Sci J* 201. doi:[10.1080/02626667.2012.702213](https://doi.org/10.1080/02626667.2012.702213)
- European Environment Agency (EEA) (2007) Groundwater overexploitation and saltwater intrusion in Europe
- European Union (EU) (2006) Directiva 2006/118/CE del Parlamento Europeo y del Consejo de 12 de Diciembre de 2006. *Diario Oficial de las Comunidades Europeas* de 27/12/2006. L 327/19–327/31
- European Union-Water Framework Directive (EU-WFD) (2000) Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo de 23 de Octubre de 2000. *Diario Oficial de las Comunidades Europeas* de 22/12/2000. L 327/1–327/32

- FAO (1997) Seawater intrusion in coastal aquifers. Guidelines for study, monitoring and control. 153 pp. ISBN: 92-5-103986-0
- García O, Morell I, Ballesteros BJ, Renau-Pruñonosa A, Esteller MV (2016) Spatial characterization of the seawater upconing process in a coastal Mediterranean aquifer (Plana de Castellón, Spain): evolution and controls. *Environ Earth Sci* 75:728. doi:[10.1007/s12665-016-5531-7](https://doi.org/10.1007/s12665-016-5531-7)
- Giménez E, Morell I (1997) Hydrogeochemical analysis of salinization processes in the coastal aquifer of Oropesa (Castellón, Spain). *Environ Geol* 29:118–131
- Guhl F, Pulido-Bosch A, Pulido-Leboeuf P, Gisbert J, Sánchez-Martos F, Vallejos A (2006) Geometry and dynamics of the freshwater-seawater interface in a coastal aquifer in Southeastern Spain. *Hydrol Sci J* 51(3): 543–555. doi:[10.1623/hysj.51.3.543](https://doi.org/10.1623/hysj.51.3.543)
- Günay G (1997) Solutions of seawater intrusion problems in Turkey. Chap. 15 of Seawater intrusion in coastal aquifers. Guidelines for study, monitoring and control. FAO. 153 pp. ISBN:92-5-103986-0
- Kazakis N, Pavlou A, Vargemezis G, Voudouris KS, Soulios G, Pliakas F, Tsokas G (2016) Seawater intrusion mapping using electrical resistivity tomography and hydrochemical data. An application in the coastal area of eastern Thermaikos Gulf, Greece. *Sci Total Environ* 543:373–387. doi:[10.1016/j.scitotenv.2015.11.041](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.11.041)
- Liu D (2004) The situation and analysis of salinity intrusion in coastal areas, China. *J Geol Hazards Environ Preserv*. doi:[10.1007/s12665-014-3186-9](https://doi.org/10.1007/s12665-014-3186-9)
- Mandilaras D, Lambrakis N, Stamatis G (2007) The role of bromide and iodide ions in the salinization mapping of the aquifer of Glafkos rives basin (northwest Achaia, Greece). *Hydrol Process* 22(5):611–622. doi:[10.1002/hyp.6627](https://doi.org/10.1002/hyp.6627)
- Morell I (1985) Caracterización hidrogeoquímica de la intrusión marina de la Plana Oropesa-Torreblanca (Prov. Castellón). PhD Thesis.
- Morell I, Giménez E, Fagundo JR, Pulido-Bosch A, López-Chicano M, Calvache ML, Rodríguez JE (1997) Hydrochemistry and Karstification in the Ciénaga de Zapata aquifer (Matanzas, Cuba). In: Günay, Johnson (eds) Karst waters & environmental impacts. Balkema, Rotterdam, pp. 191–198
- Morell I, Pulido-Bosch A, Sánchez-Martos F, Vallejos A, Daniele L, Molina L, Calaforra JM, Roig AF, Renau-Llorens A (2008) Characterization of the salinization processes in aquifers using boron isotopes. Application to south-eastern Spain. *Water Air Soil Pollut* 187:65–80. doi:[10.1007/s11270-007-9497-7](https://doi.org/10.1007/s11270-007-9497-7)
- Murillo JM, Navarro JA (1991) Modelo para el cálculo de un índice del estado de intrusión de un acuífero costero. Aplicación a la Plana de Castellón. IGME (ed)
- Pérez-Martín MA, Estrela T, Andreu J, Ferrer J (2014) Modeling Water Resources and River-Aquifer Interaction in the Júcar River Basin, Spain. *Water Resour Manag* 28:4337–4358. doi:[10.1007/s11269-014-0755-3](https://doi.org/10.1007/s11269-014-0755-3)
- Petalas C, Lambrakis N (2006) Simulation of intense salinization phenomena in coastal aquifers of Thrace. *J Hydrol* 324:51–64. doi:[10.1016/j.hydrol.2005.09.031](https://doi.org/10.1016/j.hydrol.2005.09.031)
- Pratheepa V, Ramesh S, Sukumaran N, Murugesan AG (2015) Identification of the sources for groundwater salinization in the coastal aquifers of Southern Tamil Nadu, India. *Environ Earth Sci* 74:2819–2829. doi:[10.1007/s12665-015-4303-0](https://doi.org/10.1007/s12665-015-4303-0)
- Renau-Pruñonosa A, Morell I, Pulido D (2014) Ecological Remediation Volume (ERV) in Coastal Aquifers Affected by Seawater Intrusion. Methodology and Application in the Oropesa-Torreblanca Plain (Spain). *Mathematics of Planet Earth* (2193–8571) 521 pp. doi:[10.1007/978-3-642-32408-6_114](https://doi.org/10.1007/978-3-642-32408-6_114)
- Shi L, Jiao JJ (2014) Seawater intrusion and coastal aquifer management in China: a review. *Environ Earth Sci* 71:2811–2819. doi:[10.1007/s12665-014-3186-9](https://doi.org/10.1007/s12665-014-3186-9)
- Sivsankar V, Ramachandramoorthy T, Senthil K (2013) Deterioration of coastal groundwater quality in Rameswaram Island of Ramanathapuram District, Southern India. *J Water Chem Technol* 35:91–98 ISSN 1063455X
- Steyl G, Dennis I (2010) Review of coastal-area aquifers in Africa. *Hydrogeol J* 18:217–225. doi:[10.1007/s10040-009-0545-9](https://doi.org/10.1007/s10040-009-0545-9)
- Vallejos A, Sola F, Pulido-bosch A (2015) Processes influencing groundwater level and the freshwater-saltwater interface in a coastal aquifer. *Water Resour Manag* 29(3):679–697. doi:[10.1007/s11269-014-0621-3](https://doi.org/10.1007/s11269-014-0621-3)
- Voudouris K, Mandilaras D, Antonakos A (2004) Methods to define the surface distribution of the SALT intrusion zone. 18th SWIM
- Werner AD, Ward JD, Morgan LK, Simmons CT, Robinson NI, Teubner MD (2012) Vulnerability indicators of sea water intrusion. *Ground Water* 50(1):48–58
- Werner AD, Bakker M, Post VEA, Vanderboede A, CH L, Ataie-Ashtiani B, Simmons CT, Barry DA (2013) Seawater intrusion processes, investigation and management. Recent advances and futures challenges. *Adv Water Resour* 51:3–26. doi:[10.1016/j.advwatres.2012.03.004](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.004)

5.3. Caracterización de un proceso de *upconing*

En la zona de La Rambleta-Moncófar-Nules se ha estudiado la geometría de la intrusión marina utilizando los valores de la concentración de cloruros en los diferentes puntos de la red de muestreo (apartado 3.1) así como la distribución de la CE en profundidad obtenida de perfiles verticales realizados en los mismos puntos control. Además, se han utilizado datos históricos de la concentración de cloruros para reconstruir el avance de la intrusión. Los resultados obtenidos se han sintetizado en el artículo publicado en la revista *Environmental Earth Science* “*Spatial characterization of the seawater upconing process in a coastal Mediterranean aquifer (Plana de Castellón, Spain): evolution and controls*” (doi:10.1007/s12665-016-5531-7).

Por tanto, con la distribución espacial y en profundidad de la concentración de cloruros y de la CE, datos obtenidos en las campañas de muestreo del periodo abril 2012-octubre 2014, se ha definido la forma 3D del proceso intrusivo, que se caracteriza por la formación de un domo salino (*upconing*) en la zona de La Rambleta. En superficie, el domo salino presenta un área de más de 8 km² (figura 9 del artículo) y se caracteriza por concentraciones superiores a 500 mg/L de cloruros y CE superiores a 3.000 µS/cm (3.000-3.500 µS/cm). 15 m por debajo de la lámina libre de agua, la CE asciende a 3.500-4.000 µS/cm, mientras que a 20 m se registran CE de 4.000-4.500 µS/cm. A partir de los 30 m, la CE es mayor de 4.500 µS/cm, encontrándose estos valores desde La Rambleta hasta la costa (figura 16).

El estudio de la evolución de la salinización en la zona de estudio, a partir de datos históricos obtenidos de las redes de muestreo del IGME, ha demostrado el paulatino aumento de la salinización en el área de La Rambleta desde los años setenta cuando no se superaban los 200 mg/L de cloruros (figura 5 del artículo) hasta principios de los noventa a consecuencia del abandono de pozos en la franja costera debido a las altas salinidades y la proliferación de nuevas captaciones en La Rambleta. Estos bombeos concentrados en el espacio dieron lugar a la formación del *upconing*, alcanzando concentraciones de cloruros por encima de 500 mg/L a 5-6 km de la costa y con la mitad oriental de La Rambleta por encima de 1.000 mg/L (figura 7). Esta situación se ha mantenido hasta la actualidad a pesar de que se ha producido una significativa reducción de los bombeos (desde 21 hm³/año a 14 hm³/año), con el *upconing* persistiendo en una amplia zona (8 km²), si bien los valores máximos han descendido (las concentraciones de cloruros se sitúan entre 500 y 750 mg/L) y se observa un ligero desplazamiento (retroceso) de la masa salina con mayores concentraciones hacia el este (figura 9).

La continuidad de los bombeos y las condiciones climáticas imperantes en la zona hacen pensar que la presencia del domo salino caracterizado por una salinización que se puede considerar severa, inferior a la existente en 1995 pero muy superior a lo que le correspondería de forma natural, se perpetúe en el tiempo si no se toman en consideración ciertas medidas. El incremento de la salinidad es un proceso que avanza rápidamente pero revertir esta situación y recuperar la calidad del acuífero puede requerir mucho tiempo (de Franco et al. 2009, Rey et al. 2013, Kura et al. 2014). Conseguir el balance entre los requerimientos de calidad y las tasas de bombeo es difícil en una zona como La Rambleta con frecuentes periodos de sequía. A las

medidas que se tomaron como la modernización de los sistemas de riego (final del siglo XX) y el uso reciente de agua regenerada para el riego, se ha sumado la implantación de un proyecto piloto de recarga en la zona occidental de la Rambleta (2011-2014), en concreto en el límite occidental del *upconing* definido en esta investigación.

Spatial characterization of the seawater upconing process in a coastal Mediterranean aquifer (Plana de Castellón, Spain): evolution and controls

Olga García-Menéndez¹ · Ignacio Morell¹ · Bruno J. Ballesteros² · Arianna Renau-Pruñonosa¹ · Alejandra Renau-Llorens¹ · M^a Vicenta Esteller³

Received: 29 May 2015 / Accepted: 3 March 2016
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2016

Abstract In this contribution, we describe the formation and evolution of the upconing process in a Mediterranean coastal aquifer. The study area has experienced severe salinization over the last 40 years because of intensive exploitation of groundwater. We used historical and current records of piezometric levels and chloride concentrations to trace the development of the salinization of the aquifer. We defined the 3D shape of the saline wedge from the spatial distribution of chloride concentrations and vertical well logs of electrical conductivity using monitoring network data. Upconing first appeared in the early 90s and has continued until the present day. In this study, we examined the intensity of the upconing process. Dry periods and the

associated increases in pumping caused the advance of seawater intrusion. The sharp reduction in groundwater withdrawals over the last 10 years has caused the saline wedge to move backwards, although the ongoing pumping and the climate conditions mean that this retreat is quite slow.

Keywords Seawater intrusion · Upconing · Electrical conductivity vertical logs · Plana Castellón aquifer

Introduction

Saltwater intrusion is a serious problem for aquifers in many countries in Africa (Steyl and Dennis 2010; Bouderbala 2015), Australia (Werner et al. 2005), Asia (FAO 1997; Liu 2004; Parck et al. 2012; Pratheepa et al. 2015), North America (Cardoso 1993; Barlow and Reichard 2010), and the Caribbean (Morell et al. 1997; Boschetti et al. 2015). In Europe, seawater intrusion affects a large number of coastal aquifers, particularly along the Mediterranean coast of countries such as Spain (Gómez et al. 2003; Renau-Llorens 2010), Italy (Barrocu 2003), Greece (Petalas and Lambrakis 2006), and Turkey (Günay 2003). The problem is mainly the result of inadequate management of water resources resulting from the high density of wells, their proximity to the coastline, and, in some cases, inadequate well design and construction.

Groundwater salinization in coastal aquifers arises from a range of sometimes overlapping factors. In most cases, the predominant process is seawater intrusion that is caused by intensive exploitation. Other associated mechanisms also frequently contribute to salinization, such as regional flows with high salinity (Vengosh et al. 1999), natural mixing processes between seawater and continental water

✉ Olga García-Menéndez
garciao@uji.es

Ignacio Morell
morell@camn.uji.es

Bruno J. Ballesteros
b.ballesteros@igme.es

Arianna Renau-Pruñonosa
arenau@uji.es

Alejandra Renau-Llorens
erenau@uji.es

M^a Vicenta Esteller
mvestellera@uamex.mx

¹ Coastal Aquifers Research Group, Research Institute for Pesticides and Water, Universitat Jaume I, Avda. Sos Baynat s/n, 12071 Castellón, Spain

² Coastal Aquifers Research Group, Geological Survey of Spain, C/Cirilo Amorós, 42, 46004 Valencia, Spain

³ Centro Interamericano de Recursos del Agua, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma del Estado de México, Cerro Coatepec s/n C.U., 50130 Toluca, Mexico

(Fleury 2005), mobilization of connate water (Lambrakis and Marinos 2003; Stoecker et al. 2013), and urban, agricultural, and industrial discharges (Custodio 2010; Mondal et al. 2011).

Seawater intrusion can generally be categorized into one or more types: horizontal and upward movement of the interface, downward leakage of brackish or saltwater from surface water (such as estuarine environments), or upconing beneath individual wells or well fields (Cheng and Ouazar 2003). Saltwater upconing is a widespread problem in many coastal and inland aquifers around the world (Zakhem and Hafez 2007; Kouzana et al. 2009; Khairy and Janardhana 2013; Rey et al. 2013; Cai et al. 2014) and is a topic of great interest. In general, studies have mainly been restricted to examinations of, and controls on, local saltwater upconing below a pumping well. Numerous analytical and numerical methods have been employed to determine the position of the sharp interface and the critical pumping rate (Chandler and McWorther 1975; Wirojanagud and Charbeneau 1985; Motz 1992; Dagan and Zeitoun 1998; Bower et al. 1999; Garabedian 2013). Reilly et al. (1987) applied a finite element model to determine the maximum permissible discharge rate in an inland aquifer. A number of computer codes have been developed that consider hydrodynamic dispersion in the upconing process and simulate the combined density-dependent flow and salt transport (Diersch et al. 1984; Reilly and Goodman

1987; Zhou et al. 2005; Paster and Dagan 2008). Various studies have demonstrated that numerical modeling is a successful tool for investigating upconing in field applications (Aliewi et al. 2001; Paniconi et al. 2001; Marandi and Vallner 2010; Cai et al. 2014). Because of the challenges associated with making field-based measurements of salt transport dynamics below the pumping well, saltwater upconing research has also been developed at the laboratory scale (Oswald et al. 2002; Werner et al. 2009).

A considerable proportion of the knowledge on the upconing process is based on laboratory and mathematical modeling. To date, however, there have been few field-based studies that report detailed measurements of upconing processes. Recent studies have reported that electrical resistivity profiles can be used to capture and define the shape of the upconing and seawater intrusion (Rey et al. 2013; Kura et al. 2014). However, direct observations of saltwater upconing and additional investigations are needed to give an improved understanding of the 3D nature of seawater upconing in real-world systems (Werner et al. 2013).

In this paper, we have described the evolution of seawater intrusion in the southern part of the Plana de Castellón aquifer over the last 42 years. We used direct field observations [chloride concentration and electrical conductivity (EC) well logs] to define the extent of the upconing process, including its genesis, evolution, and

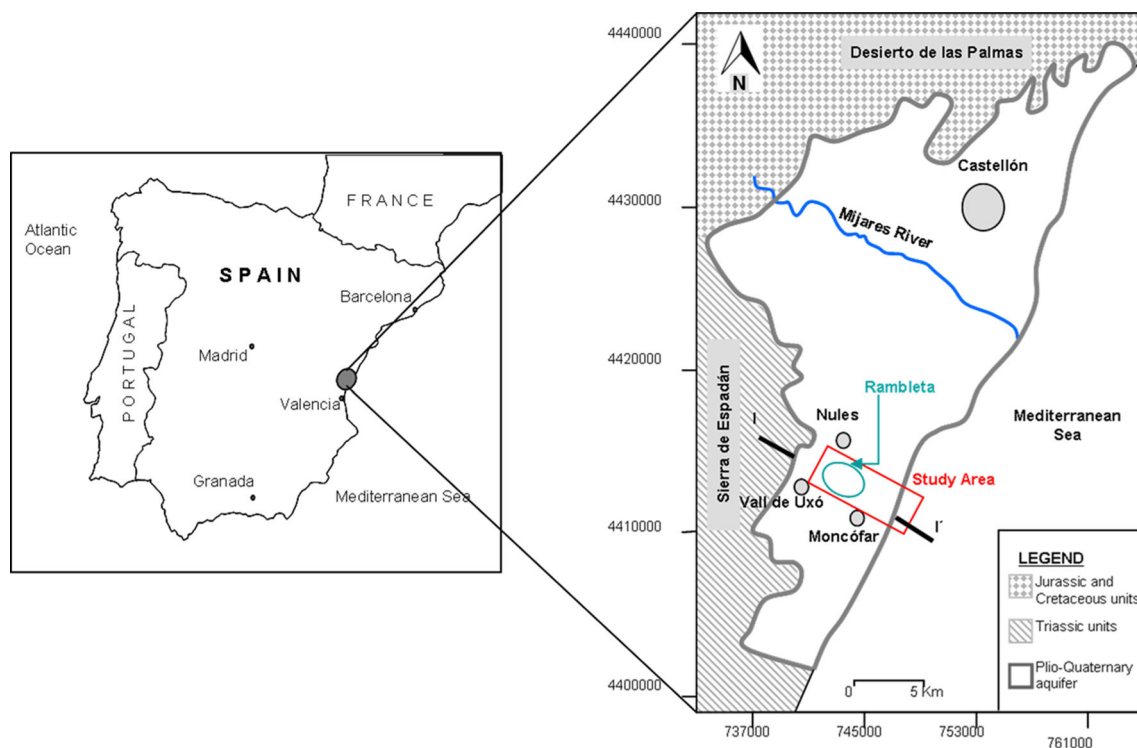


Fig. 1 Situation of the study area

geometry. This approach may be used (a) to establish the relationship between climate conditions, pumping regime, and seawater intrusion; (b) model seawater upconing processes, and (c) to plan management activities, such as artificial recharge, in such an area (García-Menéndez et al. 2015).

Site description and groundwater management

The study area is in the southern part of the Plana de Castellón aquifer on the Spanish Mediterranean coast, where groundwater is extensively exploited (Rambleta Area) (Fig. 1).

The Plana de Castellón is an alluvial plain that covers an area of 490 km². There is intensive agricultural, industrial, and tourist activity on the plain, and the area has a population of around 300,000 inhabitants. It is bounded to the north by the Sierra del Desierto de las Palmas, to the southwest by the Sierra del Espadán, and to the east by the Mediterranean Sea.

The average annual precipitation from 1970 to 2014 was 482 mm, with a maximum of 1125 mm observed in 1989, and a minimum of 227 mm observed in 1978. Droughts, defined as a period of 3 consecutive years or more in which the rainfall is below the annual mean, are relatively frequent; extreme rainfall events with more than 200 mm over a 24-h period are also frequent.

There is a permanent watercourse (Mijares River) in the northern half of the Plana de Castellón that supplies water for agriculture in this part of the aquifer. In contrast, groundwater is the main source of urban, agricultural, and industrial water in the southern half of the Plain.

Since the 1960s, the study area has supported significant agricultural activity. Before 1970, the amount of groundwater pumped in the Rambleta was between 4 and 6 × 10⁶ m³/year. The production wells were shallow (25–40 m) but the flow rates sometimes exceeded 50 L/s. Likewise, there were numerous wells along the coastal strip (north of Moncófar), which provided a further 4 × 10⁶ m³/year. Additional wells were constructed in the Rambleta to extend the irrigated area and to compensate for the gradual

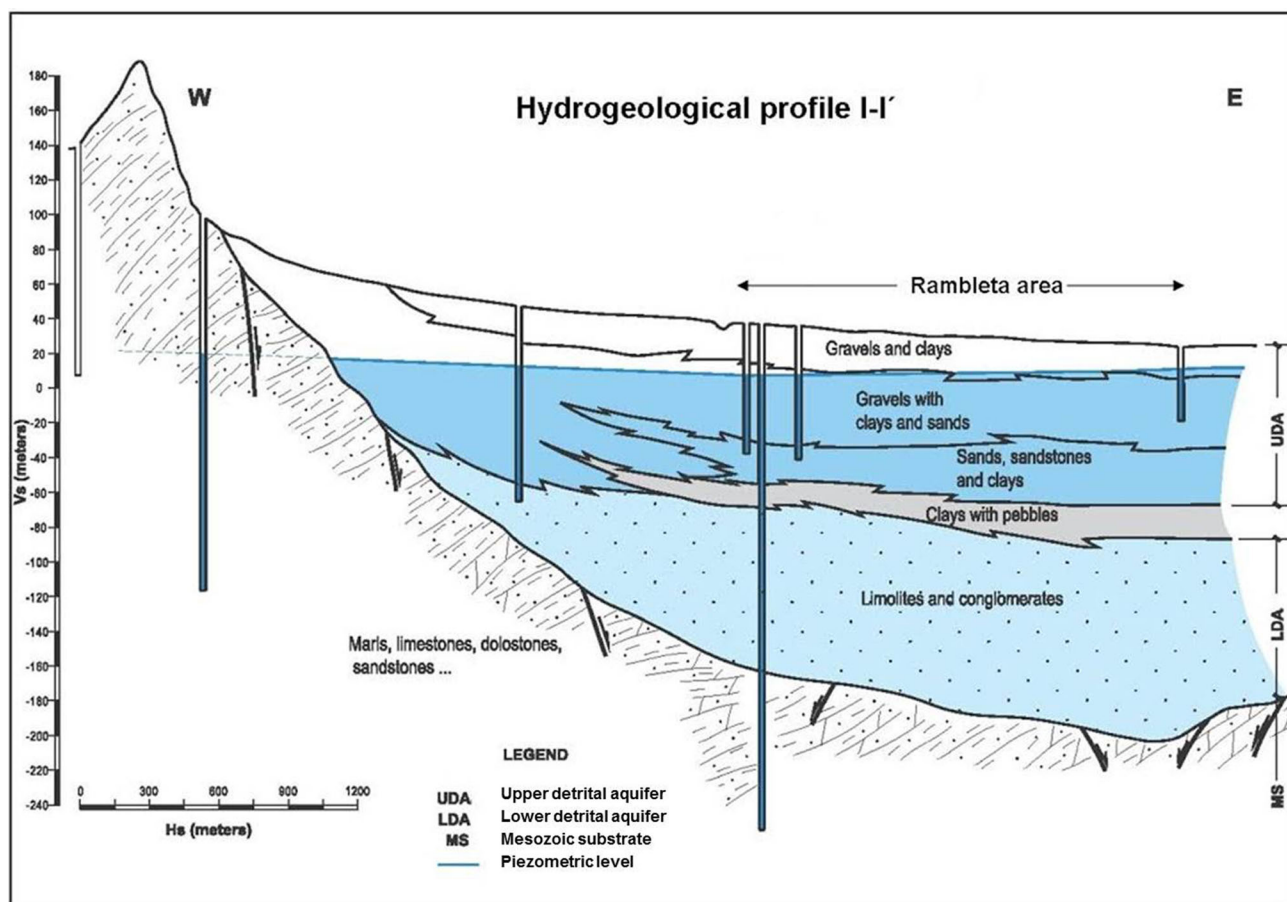


Fig. 2 Hydrogeological cross-section of the Rambleta Area

closure of coastal wells where salinity had increased rapidly. These new wells were generally between 40 and 75 m deep. As a consequence, wells were densely packed into an area of barely 2 km², and were only between 100 and 200 m apart. In the mid-nineties, the amount of groundwater pumped for agriculture in this area increased to 21×10^6 m³/year and an extra 3×10^6 m³/year was abstracted to supply a drinking water plant.

As detailed below, this intensive exploitation provoked a widespread drop in the piezometric surface and encouraged the progression of the saline front. Even now, there is ongoing degradation of groundwater quality and almost all of the wells in the coastal area and many of the wells in the Rambleta have been abandoned. As a result, some of the production, including the drinking water supply, has been moved to adjacent aquifers.

The groundwater pumping has now decreased to around 14×10^6 m³/year, almost half of the peak production, for various reasons. The irrigation system has been modernized from a flooding to a drip-feed system, because of which the unit application rate has decreased from 8500 to

5200 m³/hectare/year; infrastructure was constructed; 15 % of the croplands were abandoned, and treated wastewater, amounting to 2.5×10^6 m³/year, has been incorporated into the irrigation network.

Geological and hydrogeological characterization

A tecto-sedimentary plan of the study area has been established (Fig. 2) from the results of geophysical surveys and lithological columns of existing boreholes (Morell et al. 2014). There are four lithological series, including two detrital Pliouaternary formations, an upper detrital aquifer (UDA), and a lower detrital aquifer (LDA). They are separated by a layer of clay with gravels.

The UDA formation is 85-m thick and comprises polygenic gravels, clays, sands, and sandstones. Permeability is due to intergranular porosity (2–8 %) and transmissivity values are ~ 300 m²/day, with a maximum of 1000 m²/day. The highest yields are from the wells in the Rambleta Area, which have specific flows of between 6 and

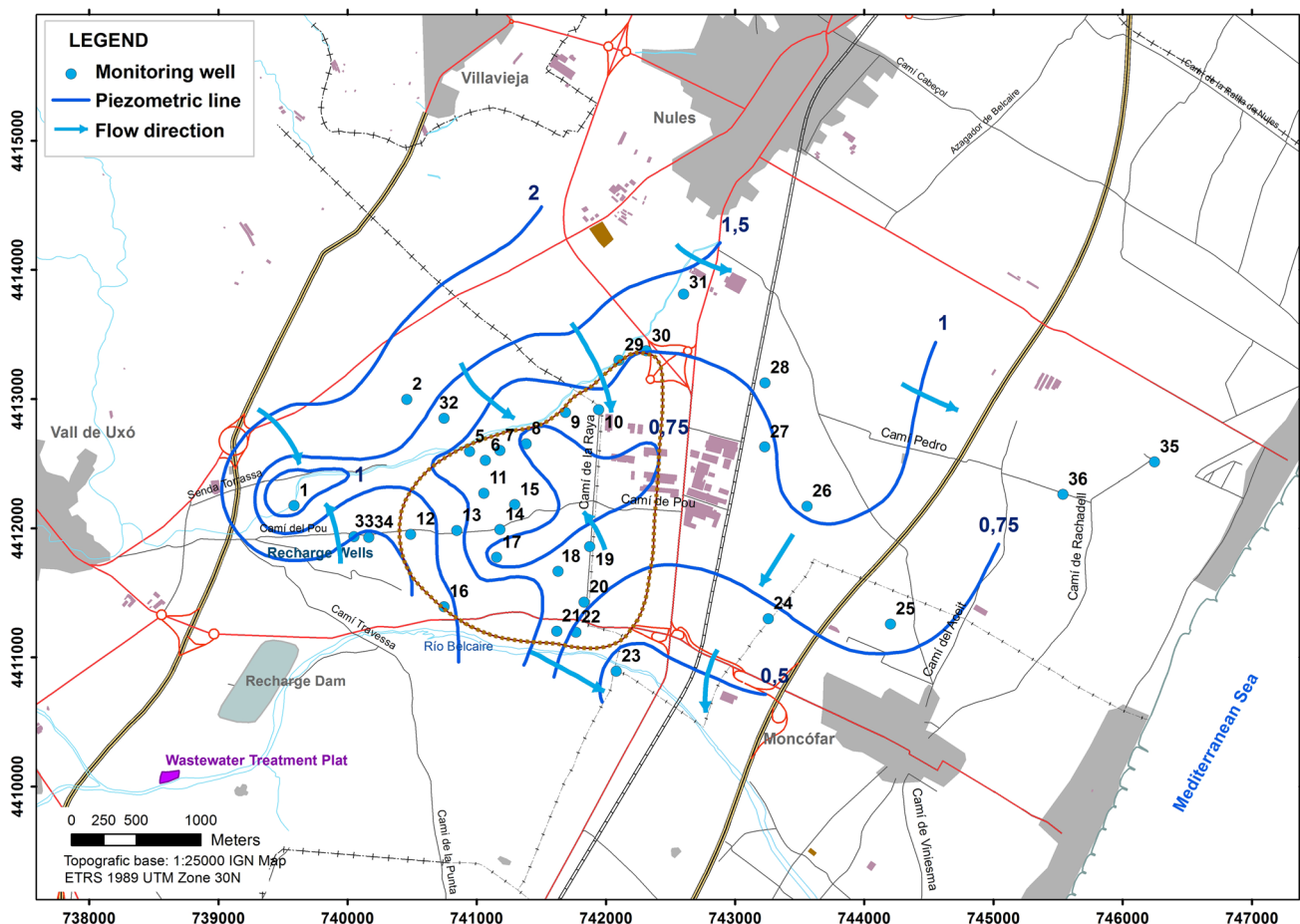


Fig. 3 Piezometric map (October 2012). The Rambleta Area is circled in brown

10 L/s/m. The impermeable base is 20-m thick, and comprises a layer of clays with gravels.

The LDA is composed of limolites and clays with layers of sandstones and polygenic conglomerates. Permeability is attributable to the porosity of the scarce sand and conglomerate layers, so this formation is of less hydrogeological importance than the UDA. The LDA is between 50 and 100 m thick, increases towards the coast, and is sometimes absent where the Mesozoic substratum (MS) rises closer to the ground surface because of the NNE–SSW direction fault (parallel to the coastline).

The MS underlies all the above-mentioned formations. It comprises limestones, marls, dolostones (Muschelkalk facies), orthoquartzitic sandstone and limolites (Buntsandstein facies), and marls with gypsum (Keuper facies), which have undergone intense folding and fracturing. In general, they form a paleorelief that has been fossilized by the overlying sediments. The MS formation

includes two aquifers corresponding to Muschelkalk dolostones and Buntsandstein sandstone. In these settings, there may be hydraulic connections with the overlying permeable formations.

Materials and methods

Detailed geological knowledge of the Rambleta Area was assembled from a comprehensive inventory of wells, boreholes, and lithological columns, and from measurements of electrical resistivity tomography, collected in several campaigns.

The general characteristics (coordinates, elevation, depth, design features, etc.) of 115 wells were recorded, from which 33 lithological columns were compiled.

A computer (Terrameter SAS4000 ABEM) with an imaging system (LUND) and an interelectrode spacing of

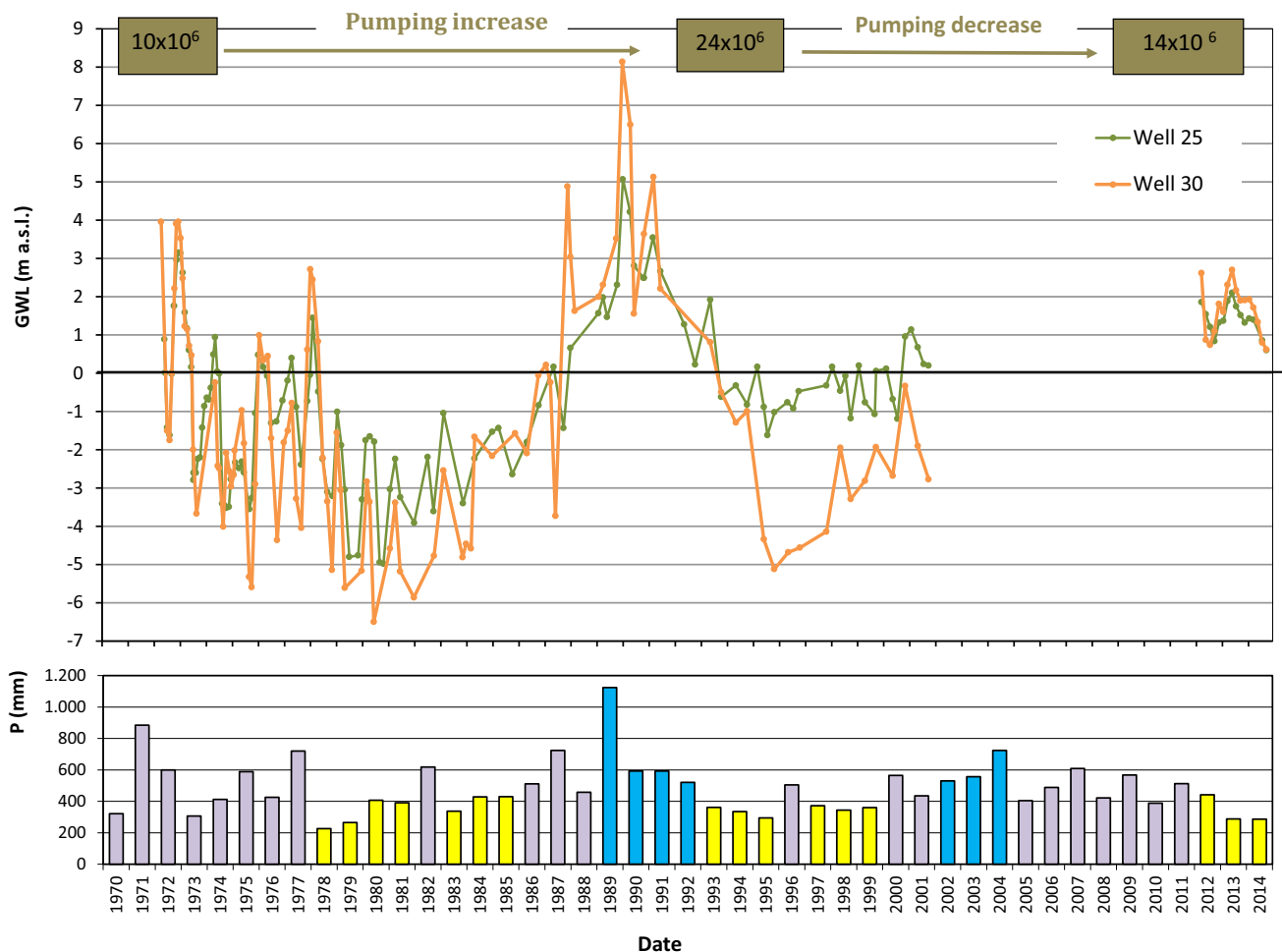


Fig. 4 Evolution of the piezometric level (Wells 25 and 30). Precipitation (*below*): wet period (*blue*), dry period (*yellow*) and medium precipitation (*gray*). At the *top*, exploitation values are detailed in m³/year

15 was used for the geophysical surveys. A geophysical inversion software package (RES2DINV v.3.46b) was used to convert the field data, and the robust and constrain inversion algorithm was used to obtain the resistivity profiles. We produced a total of six profiles, four of which were 1200-m long and two that were 900-m. Additional induced polarization measures were carried out in four of the profiles.

Historical data of piezometric levels and chloride concentrations were obtained from the monitoring network of the Geological Survey of Spain (IGME), which was initiated in the early 1970s. In 2001, the management of monitoring networks was transferred to the Environment Ministry and the Júcar River Basin Authority (CHJ). The CHJ designed a new piezometric monitoring network that has been operational since 2001. It has fewer piezometers, and no data have been collected in our study area since 2001. In addition, the CHJ established a specific network for monitoring seawater intrusion in coastal aquifers in 2005, and aquifers have been biannually monitored for chlorides, nitrates, bicarbonates, EC,

and temperature. However, there is no data for the period from 2001 to 2005.

In view of the sparse information available, we designed a monitoring network consisting of 34 points in the study area (Fig. 3), and carried out bimonthly monitoring between April 2012 and October 2014 (16 surveys). The monitoring network is made up of irrigation wells, 20 of which are now abandoned. The wells were constructed to a standard design. They penetrate fully into the aquifer, with the exception of the dug wells near the coast (more shallow, less than 25-m depth), are totally screened and have large diameters (1–3 m).

An electronic water level meter (Seba-Hydrometre-D-8950 Kaufbeuren), with a 200-m gradient measurement tape and an accuracy of 1 cm, was used to measure the water levels. The measurement reference point (MRP) elevations of the monitoring wells, normally the rim, were measured with a differential GPS (Thimp) with an accuracy of 1 cm and a theodolite (Nikon AP-5). We used the geodetic vertices of the National Geodetic Network of the Geographic Survey of Spain (IGN) for the altimeter

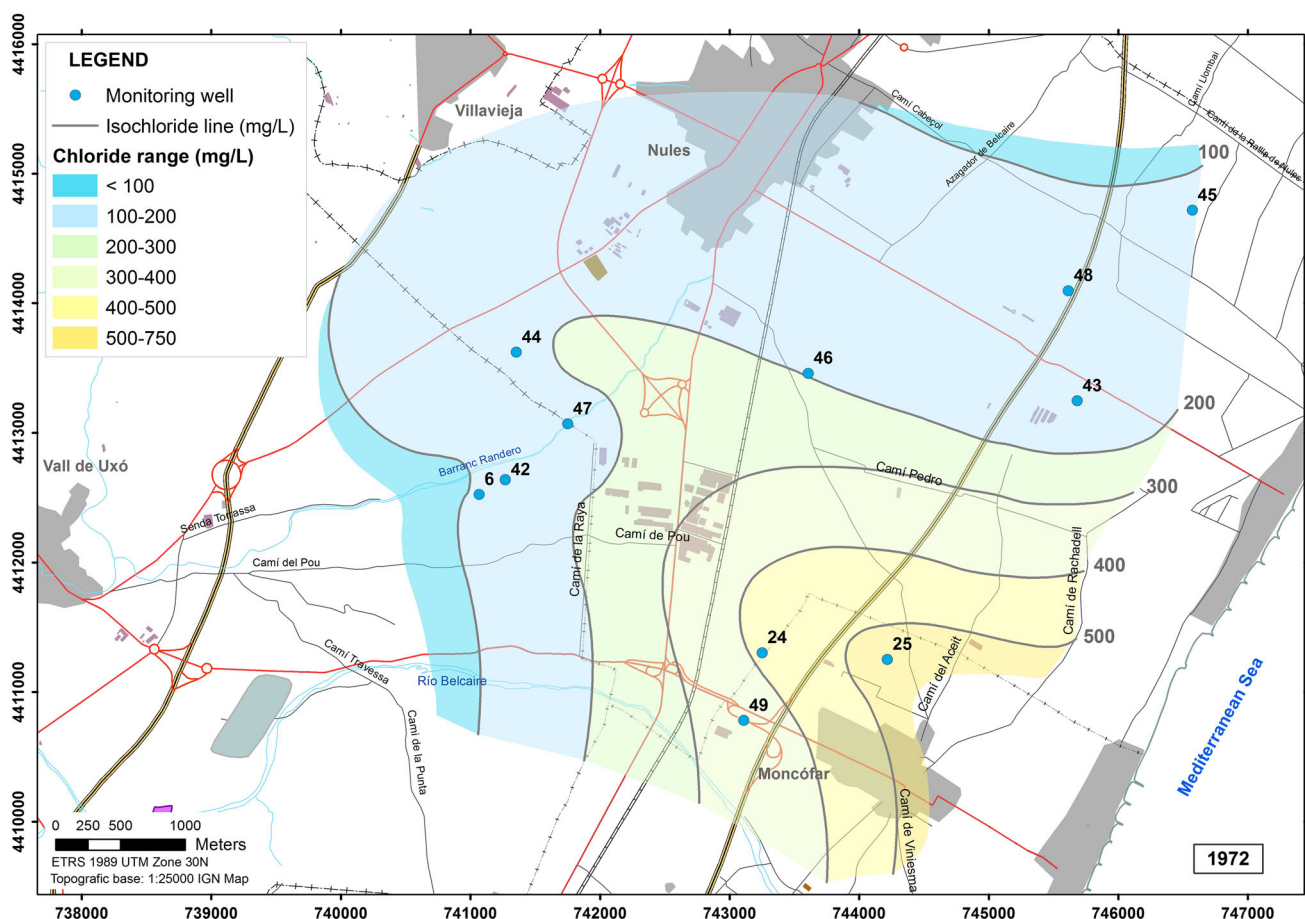


Fig. 5 Spatial distribution of chloride concentrations in June 1972

settings. Altitudes of geodetic vertices, obtained from high precision leveling lines (IGN), are referred to mean sea level, defined by the main tide gauge of Alicante port. The depth of the groundwater (m) was always measured from the MRP, and the groundwater levels in meters above sea level (m a.s.l.) were then calculated by subtracting the depth of the water level (m) from the surface elevation (m a.s.l.) of the MRP. The salinity values of the groundwater ranged from 1500 to 4500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, and the water densities were below 1000.77 kg/m^3 and did not vary significantly. As such, piezometric corrections were not needed because the error associated with the head measurements was generally less than 0.02 (Post et al. 2007).

Water was sampled from a depth of 5 m below the water level with a discrete interval sampler (Solinst 425) and a controlled opening mechanism. EC, pH, and temperature were recorded in situ with a waterproof pH/conductivity/temperature portable meter (Eutech Instruments PC650). Further samples for chloride analysis were stored in polyethylene bottles. Chloride concentrations were determined

by titration with silver nitrate, following the method of Mohr. Vertical measurements of EC and temperature were logged bimonthly in all monitoring wells from December 2012 to October 2014 using a 100-m long well logger (TLC Solinst).

Most of the historical data were from samples collected by pumping, which means that there is a difference between the historical and the recent data. Samples from pumping describe the quality of the part of the aquifer that is influenced by the pump, while samples from a depth of 5 m below the water level describe the quality at that specific depth. This can, in some cases, lead to quantitative differences in the chloride concentrations. In this study, the differences were not sufficient to significantly alter the trends in salinity.

The groundwater contour lines and the chloride concentration contour maps were created using geographic information system (GIS) software (ArcGIS 10.1). Contour maps were generated using the spatial interpolation Kriging method, which was included in the GIS software

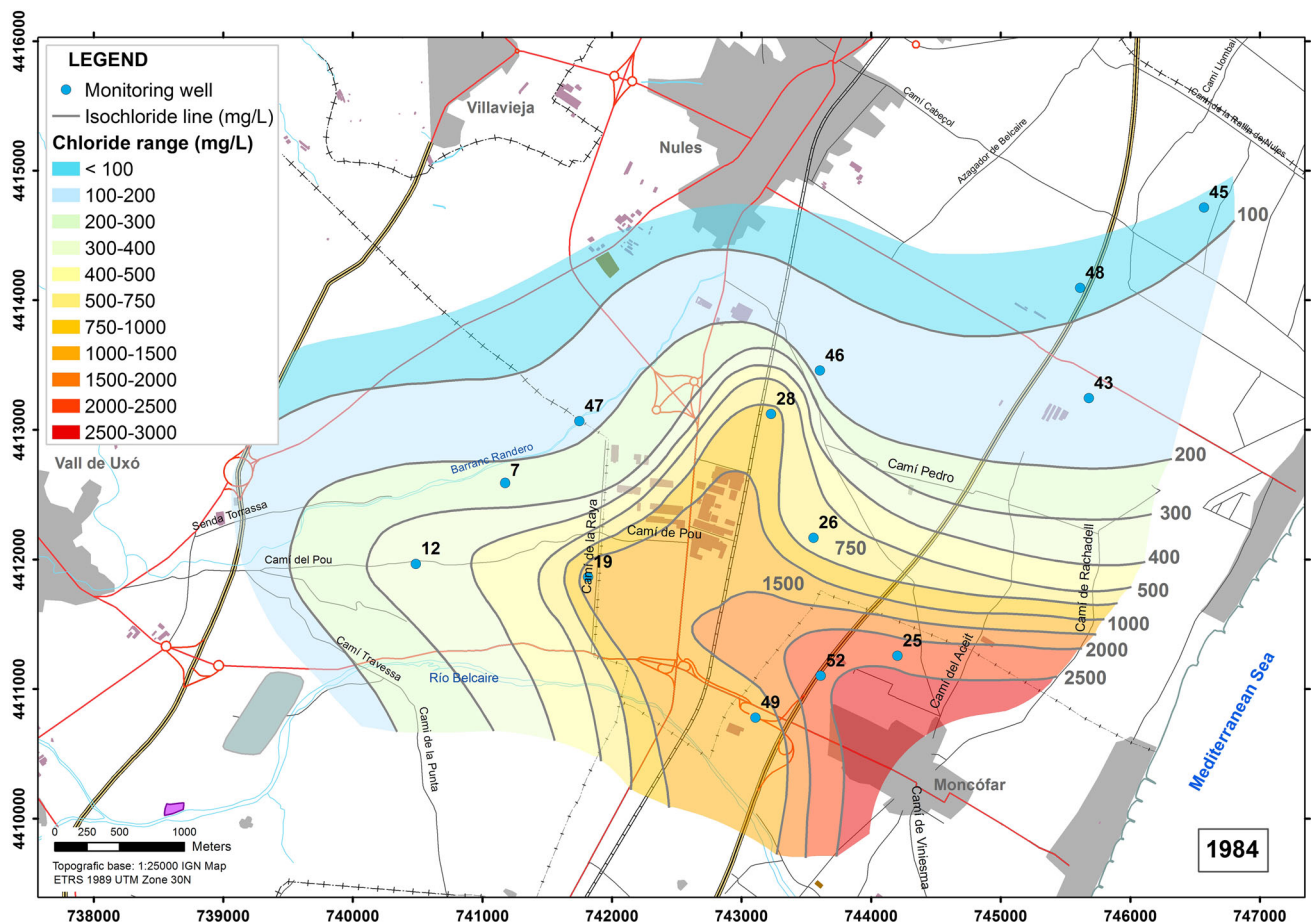


Fig. 6 Spatial distribution of chloride concentrations in June 1984

(ArcToolbox), and then were modified to take account of hydrogeological criteria using ArcMap editing tools. A 1:25,000 IGN map was used as the topographic base.

Results and discussion

Piezometric behavior

Because of the groundwater exploitation and climate, piezometric levels have changed markedly since 1970. These changes are reflected in the piezometric history of Wells 25 and 30 (Fig. 4), which are located close to the coastline and in the Rambleta Area, respectively. The trend in both cases is quite similar but the amplitude of the oscillations differ. Both wells show periods of rising and falling levels, which correspond quite well with wet and dry periods, respectively, and also with the exploitation regime. The influence of climate and exploitation generally overlap. They may have different weights and may vary,

depending on the length of the dry or wet periods and the pumping intensity.

Piezometric levels were clearly below sea level between 1973 and 1987 and also from 1993 to 2001, with some measurements dropping to 5 m below sea level (b.s.l.). In contrast, the highest levels were from 1972 to 1973 and from 1987 to 1993, when they exceeded 4 m a.s.l. In the current period (from 2012 to 2014), the depth to the water level is above sea level, and is between 0.5 and 3 m a.s.l.

The piezometric contour line (Fig. 3) shows two depressions, one in the west and the other in the central zone. These two depressions alter the natural groundwater flow direction from the western boundary towards the Mediterranean Sea.

Hydrochemical behavior

There are two main hydrogeochemical water types in the study area: the calcium chloride type and the calcium–magnesium sulfate type. The chloride water corresponds

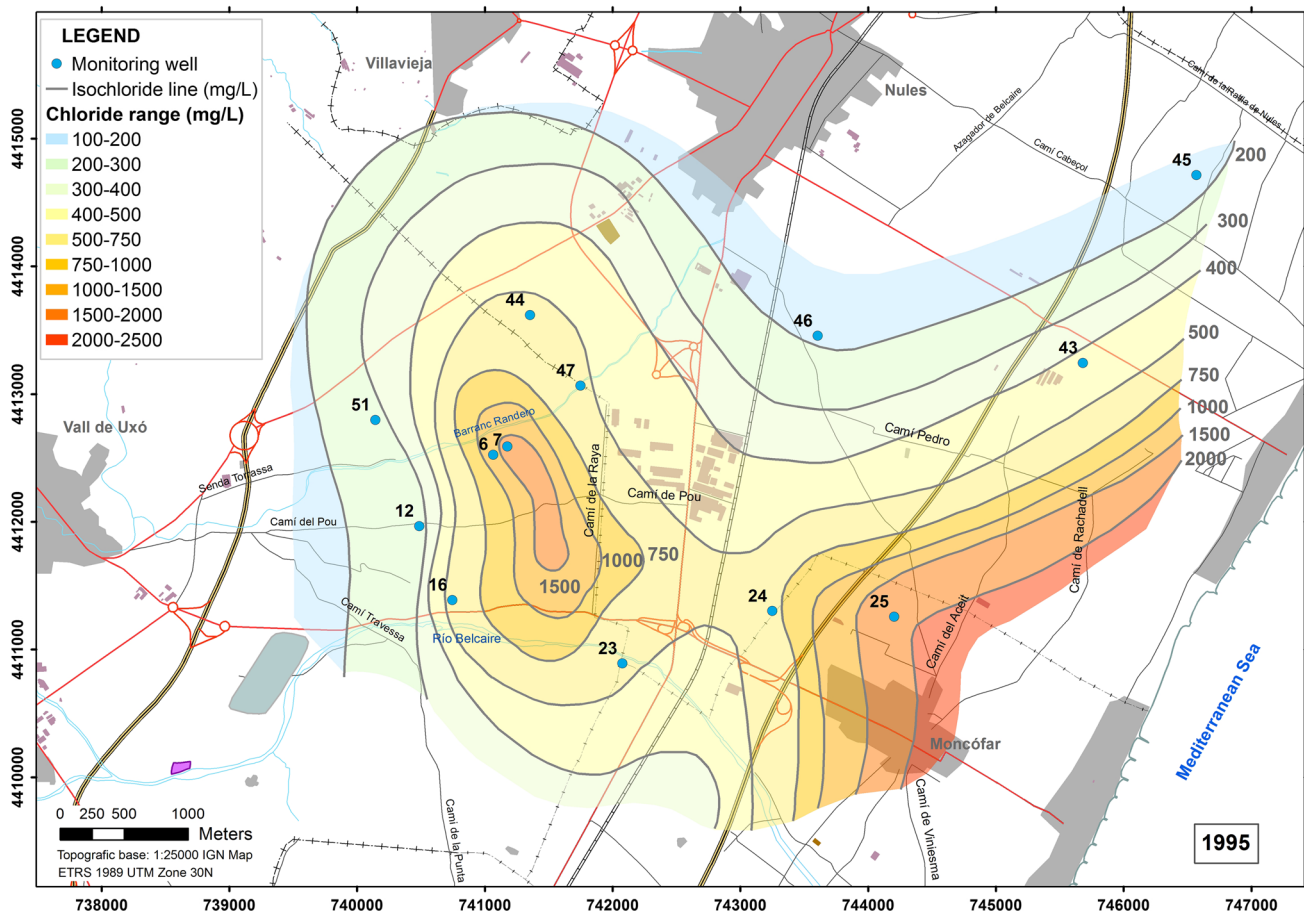


Fig. 7 Spatial distribution of chloride concentrations in October 1995

with a mixture of freshwater and seawater as a consequence of seawater intrusion, while the sulfate water is associated with regional flows from the Triassic limestones and dolomites of the Mesozoic substrate (Fidelibus et al. 1992; Escrig et al. 1993; Giménez 1994; Morell et al. 1996; Giménez and Morell 2008; Renau-Llorens 2010; Giménez-Forcada and Vega-Alegre 2015).

In the early 1970s, salinization followed the usual pattern of aquifers influenced by seawater intrusion, with a progressive decrease from the coast towards the interior. However, in 1972 (Fig. 5), a zone with chloride concentrations above 500 mg/L was visible 2 km inland (north of Moncófar). At this time, the chloride concentrations in the Rambleta Area were less than 200 mg/L.

In the Moncófar area, the water quality in the wells deteriorated significantly, so that, by 1984, the chloride concentrations exceeded 2000 mg/L (Fig. 6). In addition, concentrations above 500 mg/L were detected 5 km inland, thereby influencing the eastern part of the Rambleta (Well 19).

In 1995, concentrations were still very high, but the chloride concentrations had dropped to below 2000 mg/L in the north of Moncófar (Fig. 7), and an area appeared between this area and the Rambleta in which the concentrations were below 750 mg/L. In contrast, concentrations were above 1500 mg/L in the Rambleta Area, resulting in the formation of a saline cone with a surface area of about 5 km² and concentrations exceeding 500 mg/L.

An overall improvement in quality was noticed in 2004 (Fig. 8). This improvement was the result of the wet period from 2002 to 2004 and a drastic modification in the management model. The increase in groundwater salinity (Fig. 7) led to a remarkable reduction in groundwater pumping in the Rambleta Area and wells in Moncófar were abandoned. In the latter area, concentrations were around 400 mg/L, and a 2-km wide zone of fresh water appeared between Moncófar and Rambleta. The upcoming area with chloride concentrations exceeding 500 mg/L and maximum concentrations of around 1000 mg/L across an area of about 8 km²

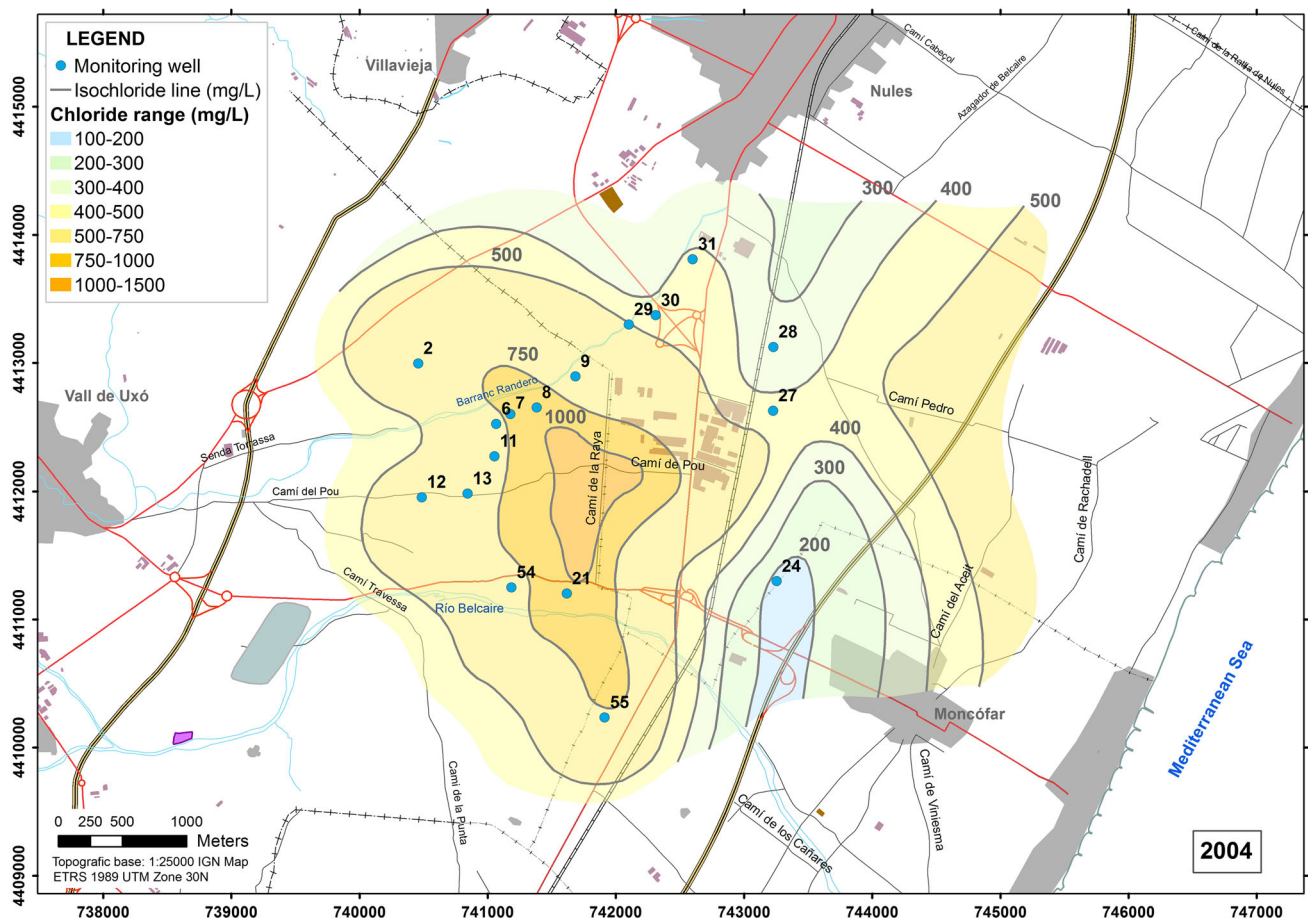


Fig. 8 Spatial distribution of chloride concentrations in September 2004

remained in the Rambleta, but it shifted slightly to the east.

In 2012 (Fig. 9) the upconing still persisted over a wide area, and had chloride concentrations ranging from more than 500 mg/L to slightly more than 750 mg/L. Even though the concentrations were lower than those recorded previously, the salinization was still severe. At the same time, the freshwater zone in the north of Moncófar became wider, with concentrations between 100 and 300 mg/L.

Figure 10 shows changes in the chloride concentrations in four monitoring wells from 1972 to 2014. In Well 25, which was closest to the coast, the concentration exceeded 2700 mg/L in 1983 and since then has gradually dropped to the current value of around 250 mg/L. In contrast, in Wells 2, 7, and 12, situated in the Rambleta Area, the salinity has increased from initial values of around 250 mg/L (1982) to about 600 mg/L. While there was a notable increase in salinization in Well 7 in the middle part of Rambleta in the 1990s, the degree of salinization has remained practically

constant in Wells 2 and 12 on the western boundary of the Rambleta.

Characterization of the saline upconing

The three-dimensional (3D) shape of the seawater intrusion was defined precisely using information from the vertical EC logs from the monitoring wells. We used isoconductivity contour maps from December 2013 for depths of 0, 5, 10 and 15 m b.s.l. to develop the 3D picture of the hydrochemical stratification caused by the upconing. The high correlation between chloride concentrations and EC shows that this is a suitable approach for defining the distribution of seawater salinity. The coefficient of determination is 0.74 when pairs of values from wells with low mineralization and the sulfate groundwater type are included. However, if we only consider the chloride type, which dominates in the upconing area, the coefficient rises to 0.95 (Fig. 11).

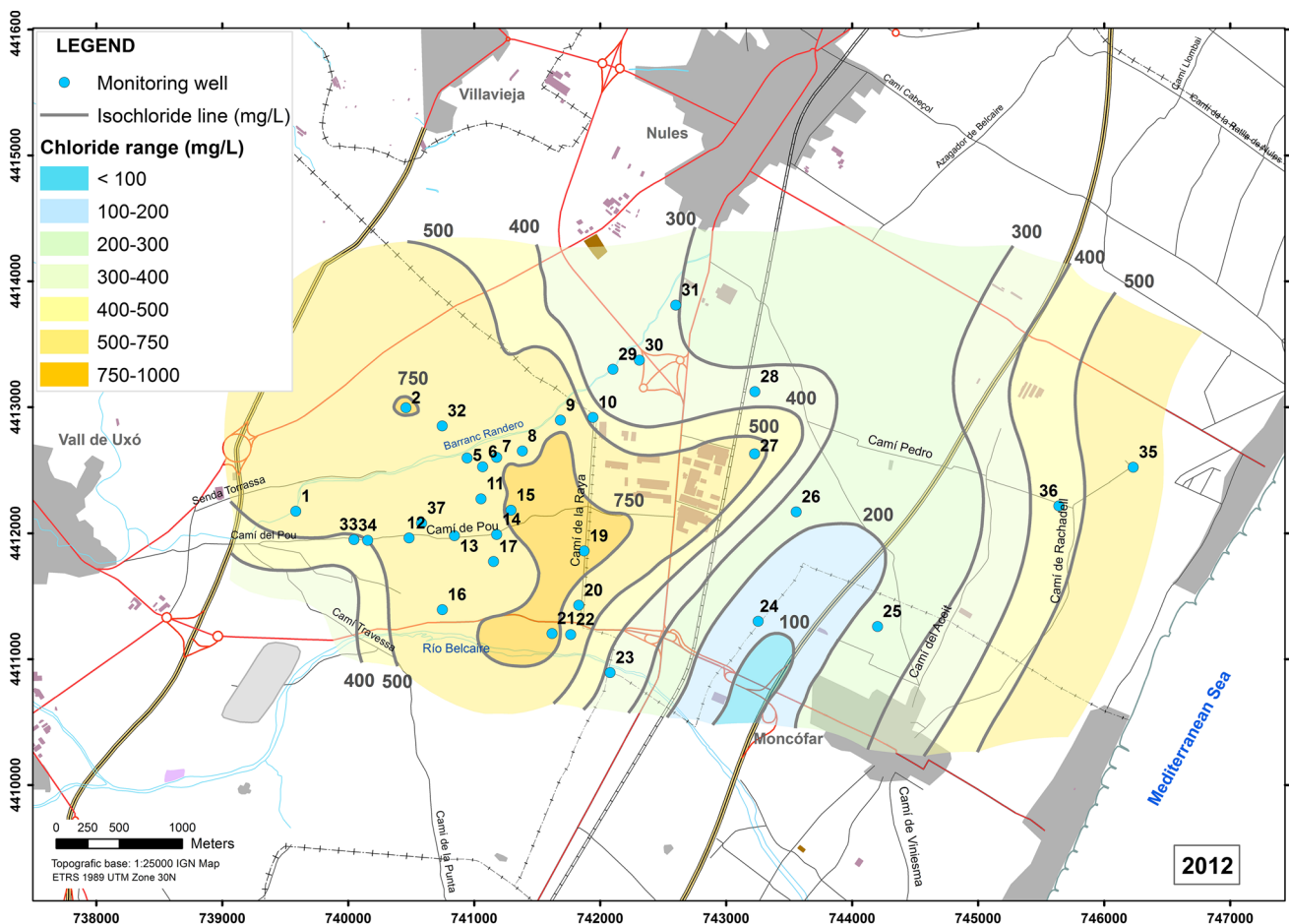


Fig. 9 Spatial distribution of chloride concentrations in October of 2012

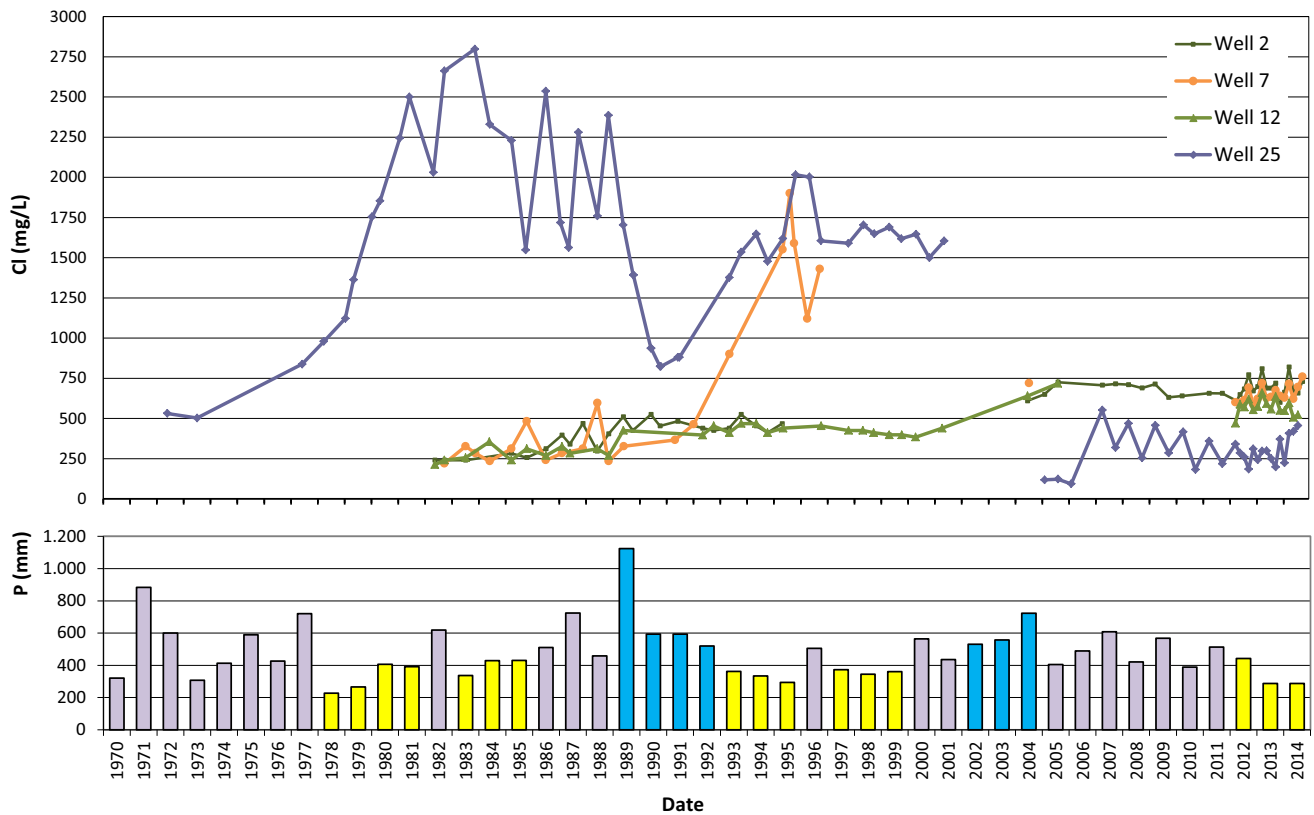
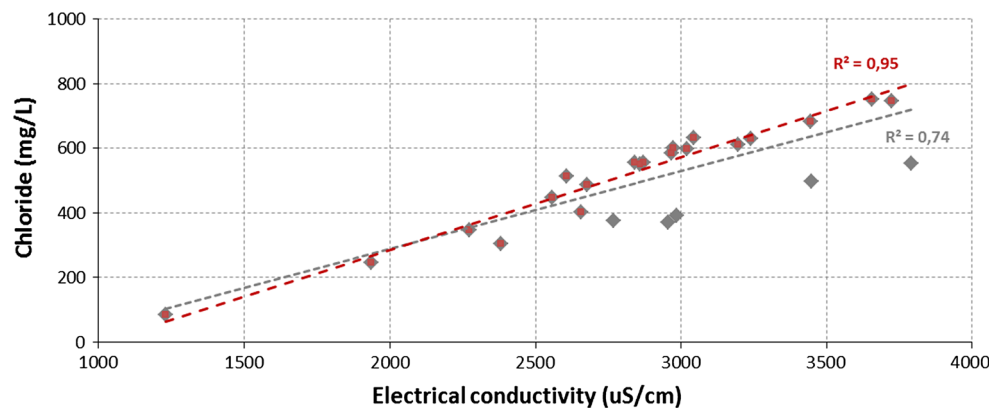


Fig. 10 Evolution of the chloride concentrations (Wells 2, 7 12 y 25) and precipitation (*below*): wet period (*blue*), dry period (*yellow*) and medium precipitation (*grey*)

Fig. 11 Relationship between EC and chloride concentrations (December 2013)



At 0 m a.s.l. (Fig. 12), the salinities were highest, and above 3500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, in the coastal strip and in the Rambleta area. There is a body of fresh water with EC values of 1000 to 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ between these two zones that clearly

separates the area of lateral movement of the intrusion (coastal area) and the upconing area.

At 5 m b.s.l. (Fig. 13) the distribution of salinity in the Rambleta is quite similar to that at 0 m a.s.l. but the

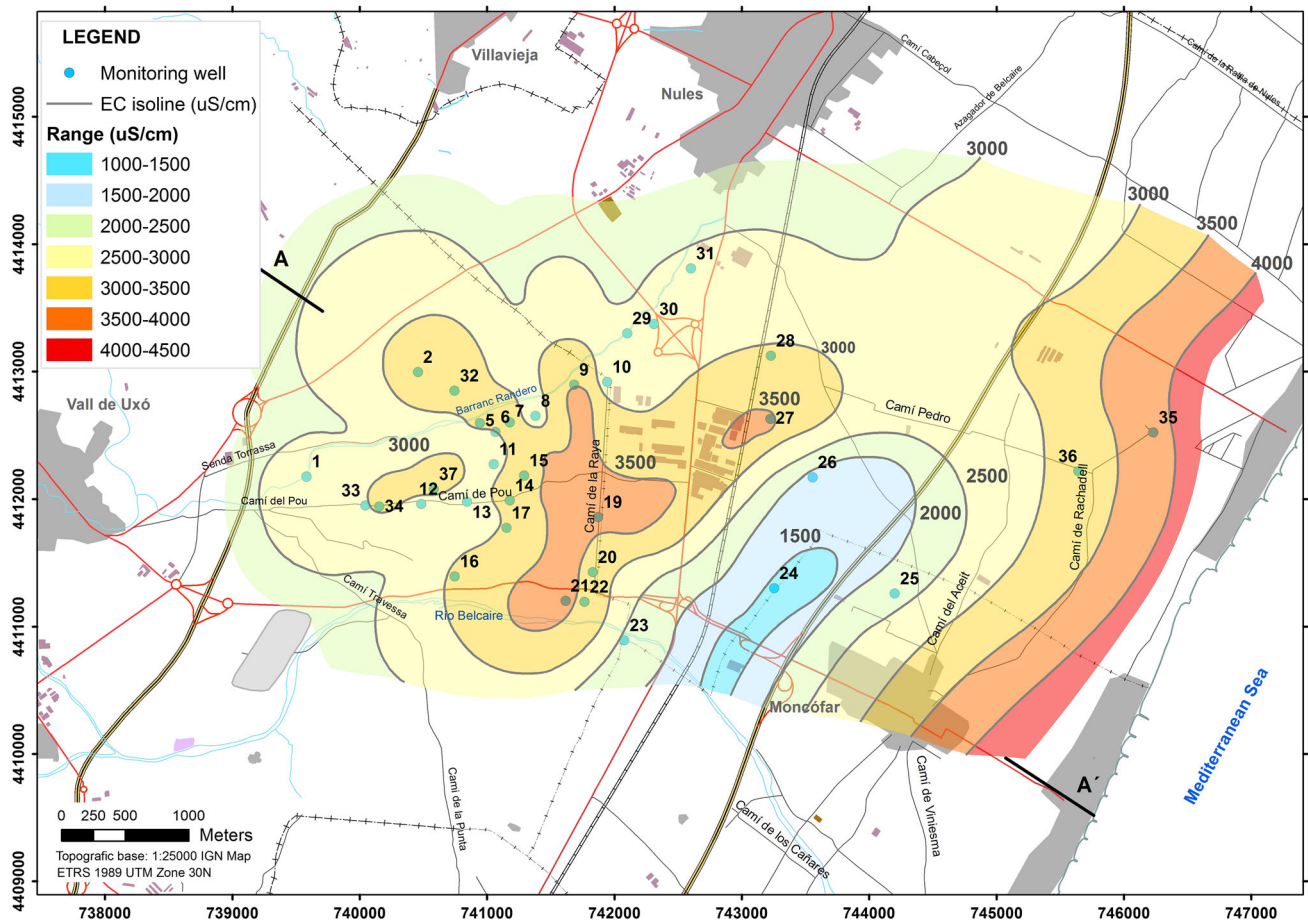


Fig. 12 Spatial distribution of electrical conductivity at 0 m a.s.l. (December 2013)

intermediate band of fresh water is narrower and minimum EC values exceed 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Likewise, in the coastal strip, the water is more saline (up to 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

The EC values at 10 m b.s.l. exceed 4500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ along the coastal strip (Fig. 14), but are generally between 3000 and 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in most of the study area. It is worth noting that the inland zone with high salinity does not exactly correspond with the Rambleta area, but is slightly displaced to the east, probably because the saline front has moved towards the sea.

Finally, at 15 m b.s.l. (Fig. 15), the areas with EC values above 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ are linked, and extend from the coast to the Rambleta Area. Figure 15 highlights the elevated and roughly homogeneous salinity in the deeper part of the aquifer.

The geometry of the salt body reconstructed from Figs. 12, 13, 14, and 15, clearly shows that there is an area of higher salinity in the Rambleta (Fig. 16). We added a hydrogeochemical cross-section (A–A') to represent the shape of the seawater intrusion (Fig. 16). The horizontal advance of saline water moving inland from the sea and the vertical upconing in the Rambleta Area are clearly visible. There are two saline cones, a principal cone and a secondary cone. This suggests that the saline cone was broader and is now moving towards the sea, which is consistent with the end of the groundwater exploitation at Wells 6 and 32 in the central part of the Rambleta. Conversely, the persistence of the secondary saline cone could be related to the pumping that continues in the western boundary (Well 2).

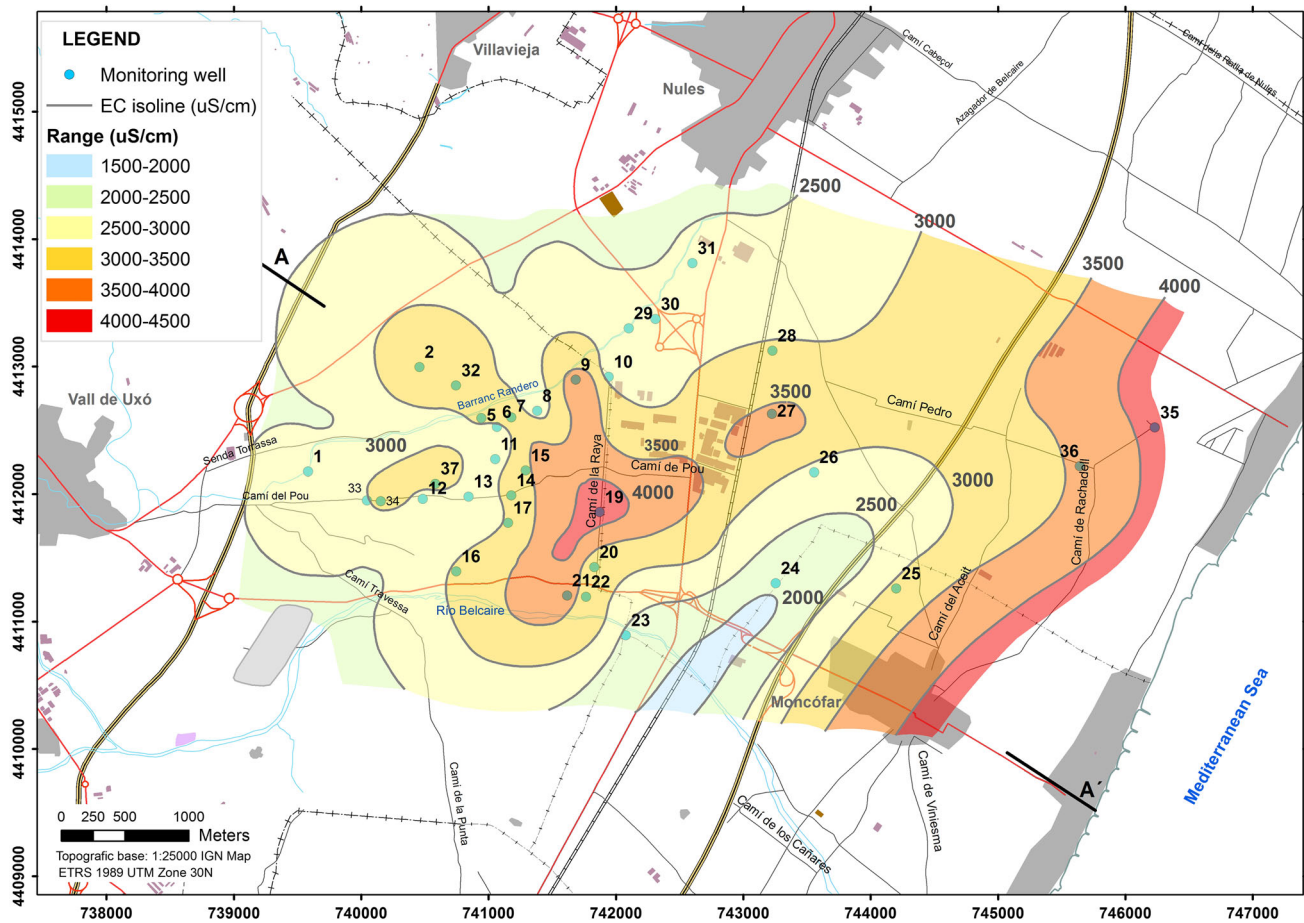


Fig. 13 Spatial distribution of electrical conductivity at depth 5 m b.s.l. (December 2013)

Conclusions

We used historical and recent data from a dense monitoring network to accurately define the geometry of the seawater intrusion at the study site. We reconstructed the dynamics of seawater intrusion and the development of upconing from historical chloride concentrations and piezometric measurements.

Because we used historical data, we had to take a number of methodological precautions; for example, we needed information about the construction characteristics of the wells (construction depth, depth into the aquifer, grids situation), and we assessed the representativeness of the samples based on the collection method. It should be noted that, where the salinity is high, piezometric

corrections should be applied to account for differences in the density of water.

We evaluated the influence of the recharge and exploitation regimes on the fresh water–saline water balance by studying the development of the chloride concentrations and groundwater levels over a period of 42 years.

The dry periods that frequently occur in Mediterranean climates and the consequent increases in pumping cause severe declines in piezometric levels and progression of the saline front. Conversely, wet periods tend to restore the situation. This is the expected response, and can be applied to aquifers with similar characteristics. However, in this case, the normal situation has been made more complex by the ongoing groundwater exploitation. Dry and wet periods

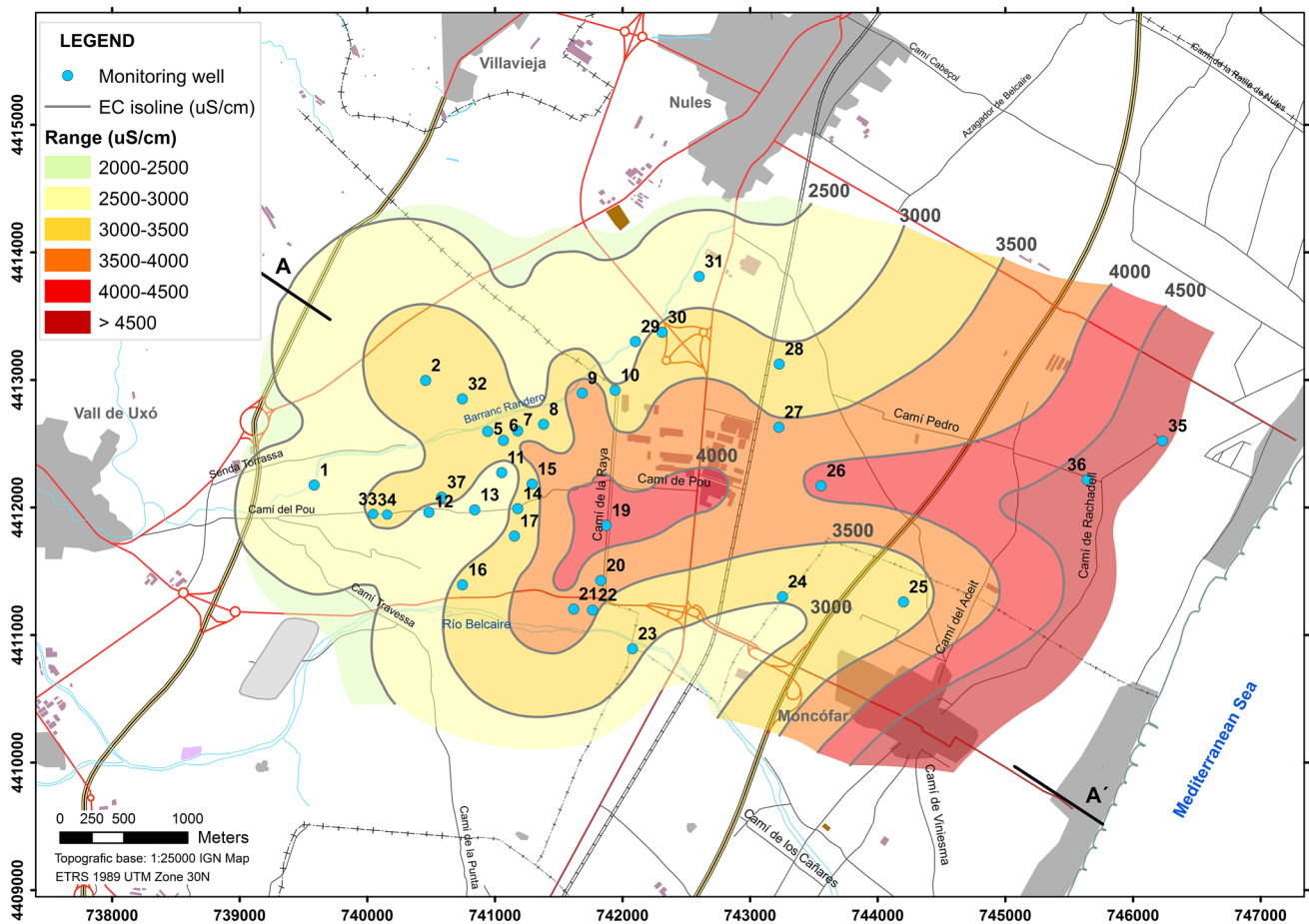


Fig. 14 Spatial distribution of electrical conductivity at depth 10 m b.s.l. (December 2013)

occurred regularly over the period when there were intensive changes in the pumping regime. During the first half of the study period (1972–1995) pumping continually increased from 10×10^6 to 24×10^6 m³/year, while in the second half, pumping gradually decreased from a maximum of 24×10^6 to 14×10^6 m³/year.

Chloride contour maps for different dates have shown how salinity has developed in different parts of the study

site and have indicated higher chloride concentrations in the Rambleta, the area of most intense pumping. They have also allowed us to follow the emergence of an upcoming process in the early 90s and the subsequent retreat of the saline front toward the coast. However, the movement of the saline cone is slow and the recovery is subject to the variable climate regime and the still significant pumping in the area.

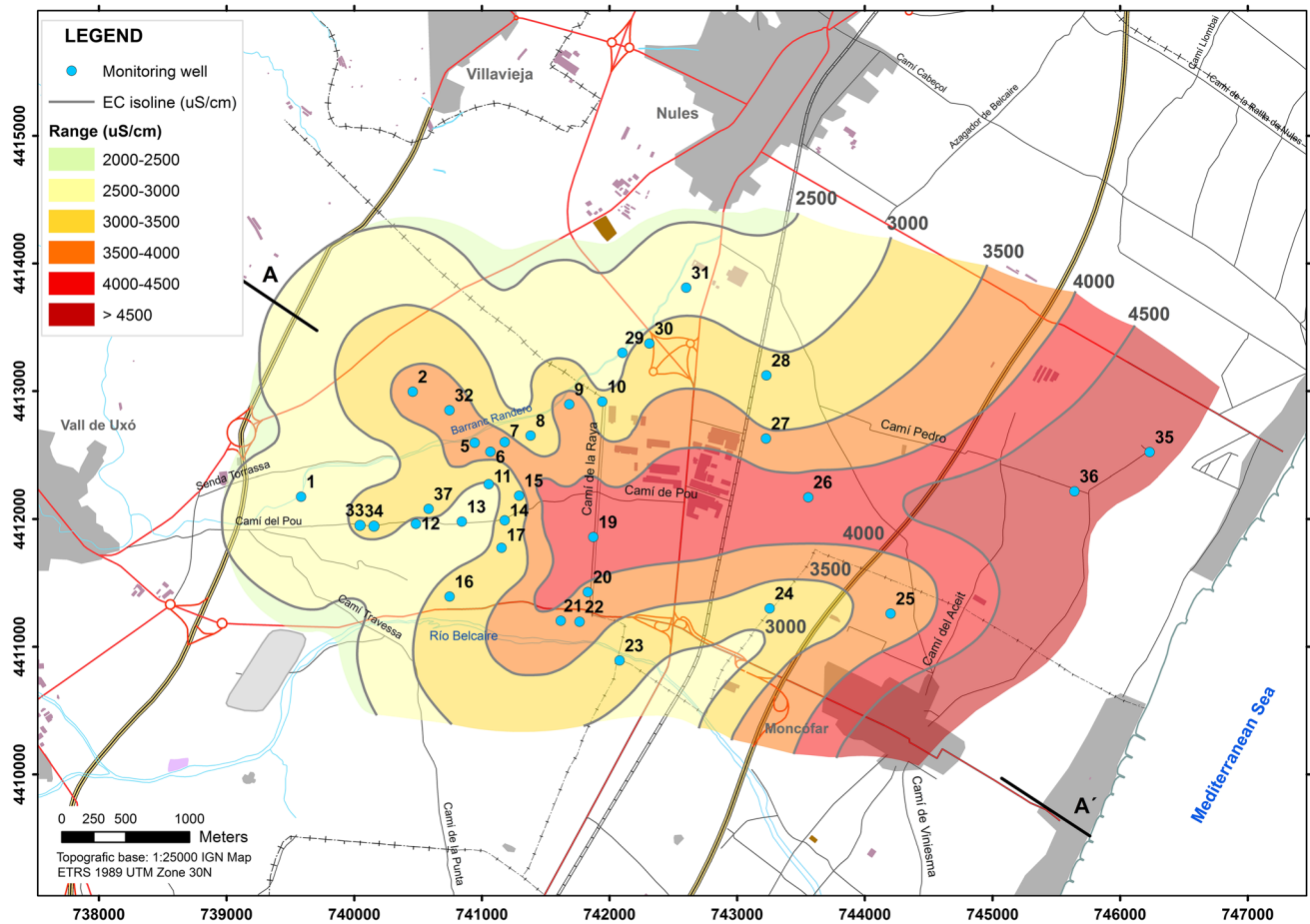


Fig. 15 Spatial distribution of electrical conductivity at depth 15 m b.s.l. (December 2013)

Thirty four vertical logs were made of EC (December 2013) to characterize the 3D nature of the saline cone. Our results show that this method can be used to effectively determine the geometry of the upconing process.

The balance of the saline front is unstable and is strongly affected by boundary conditions (pumping regime and variations in recharge). An adequate observation network should be established to ensure that EC profiles can

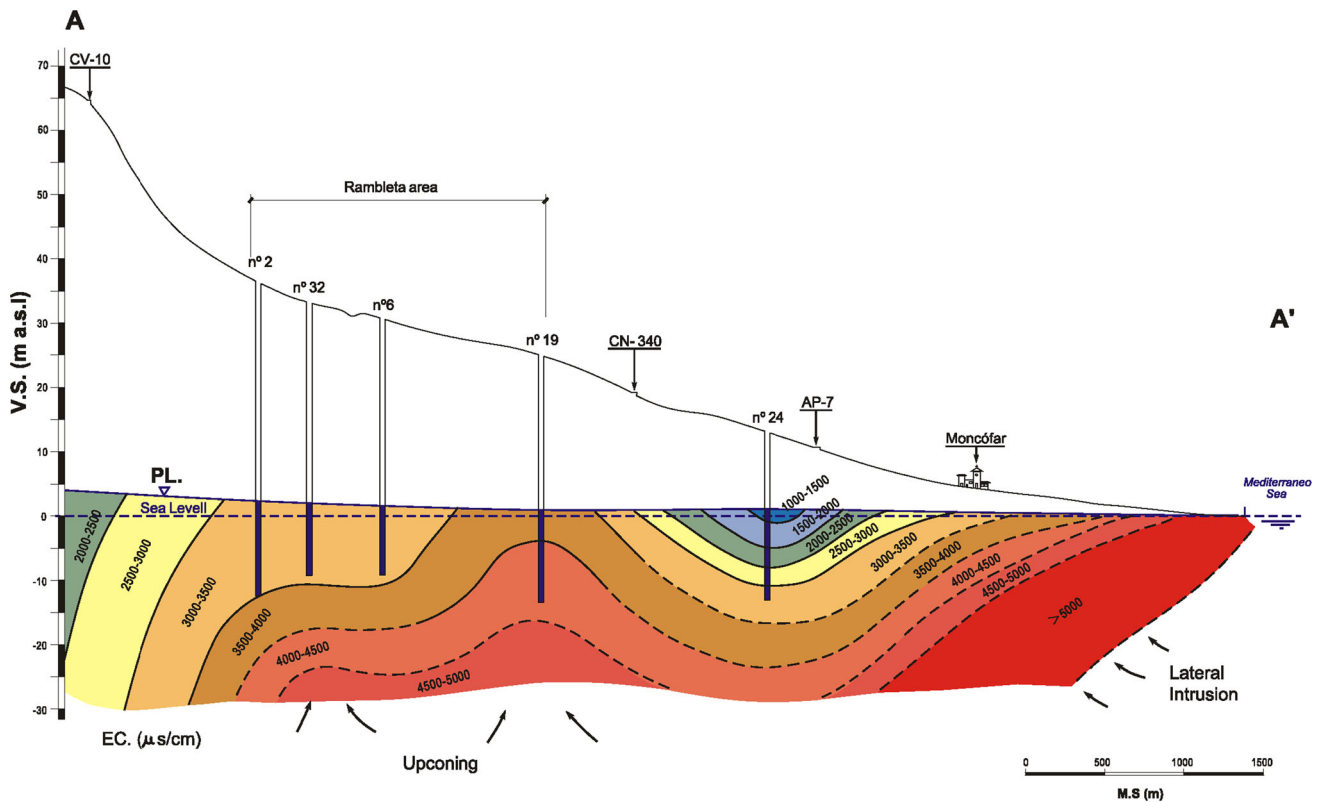


Fig. 16 Hydrogeochemical cross-section A–A' (December 2013)

be recorded at least every 6 months on an ongoing basis in such areas.

Acknowledgments This study formed part of the project Facing seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water, financed by The Coca-Cola Foundation (Atlanta, USA), with the support of Coca-Cola Iberian Partners.

References

- Aliawi AS, Mackay R, Jayyousi A, Nasereddin K, Mushtaha A, Yaqubi A (2001) Numerical simulation of the movement of saltwater under skimming and scavenger pumping in the Pleistocene Aquifer of Gaza and Jericho areas, Palestine. *Transp Porous Media* 43:195–212
- Barlow PM, Reichard EG (2010) Saltwater intrusion in coastal regions of North America. *Hydrogeol J* 18:247–260. doi:10.1007/s10040-009-0514-3
- Barrocu G (2003) Seawater intrusion in the coastal aquifers of Italy. In: Calaforra J (ed) State of seawater intrusion in coastal aquifers of the Mediterranean Coast. SWIM-SWICA, Alicante
- Boschetti T, González-Hernández P, Hernández-Díaz R, Naclerio G, Celico F (2015) Seawater intrusion in the Guanahacabibes Peninsula (Pinar del Río Province, western Cuba): effects on karst development and water isotope composition. *Environ Earth Sci* 73:5703–5719. doi:10.1007/s12665-014-3825-1
- Bouderbala A (2015) Groundwater salinization in semi-arid zones: an example from Nador plain (Tipaza, Algeria). *Environ Earth Sci* 73:5479–5496. doi:10.1007/s12665-014-3801-9
- Bower JW, Motz LH, Durden DW (1999) Analytical solution for determining the critical condition of saltwater upconing in a leaky artesian aquifer. *J Hydrol* 221(1–2):43–54
- Cai J, Taute T, Schneider M (2014) Saltwater upconing below a pumping well in an inland aquifer: a theoretical modeling study on testing different scenarios of deep saline-groundwater pathways. *Water Air Soil Pollut* 225:2203. doi:10.1007/s11270-014-2203-7
- Cardoso PR (1993) Saline water intrusion in Mexico. *Transactions on ecology and the environment*, 2nd edn. WIT, Southampton. doi:10.2495/WP930051
- Chandler RL, McWorther DB (1975) Upconing of the salt-water–fresh-water interface Veneta a dumping well. *Groundwater* 13(4):354–359
- Cheng AH, Ouazar D (2003) Coastal aquifer management-monitoring, modeling, and case studies. CRC Press, Boca Raton
- Custodio E (2010) Coastal aquifers in Europe: an overview. *Hydrogeol J* 18(1):269–280
- Dagan G, Zeitoun DG (1998) Free-surface flow toward a well and interface upconing in stratified aquifers of random conductivity. *Water Resour Res* 34(11):3191–3196. doi:10.1029/98wr020039
- Diersch HJ, Prochnow D, Thiele M (1984) Finite-element analysis of dispersion-affected saltwater upconing below a pumping well. *Appl Math Model* 8:305–312
- Escrib I, Morell I, López FJ (1993) Estudio sobre la relación entre el contenido de metales pesados (Cd, Co y Pb) y la salinización en las aguas subterráneas de la Plana de Castellón. Aplicación de Análisis de Componentes Principales (A.C.P.) (Study of the relationship between the content of heavy metals (Cd, Co and Pb) and groundwater salinization in Plana de Castellón aquifer. Application of Principal Component Analysis). *Hidrogeología* 1993:19–34

- FAO (1997) Seawater intrusion in coastal aquifers. Guidelines for study, monitoring and control (ISBN: 92-5-103986-0)
- Fidelibus MD, Giménez E, Morell I, Tulipano L (1992) Salinization processes in the Castellón Plain aquifer. Custodio E, Galofre (eds) Study and modelling of salt water intrusion into aquifers. In: Proceedings of the 12th saltwater intrusion meeting, Barcelona, Spain, pp 267–284
- Fleury P (2005) Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation. Dissertation, Université de Paris
- García-Menéndez O, Renau-Pruñonosa A, Morell I, Ballesteros BJ (2015) Hydrogeochemical and hydrodynamic effects in an artificial recharge experience in a salinized coastal aquifer (Vall de Uxó, Spain). 42nd IAH congress, hydrogeology: back to the future, 13–18 September 2015, Rome, Italy. https://www.aqua2015.com/cms/uploads/pdf/abstract_712-aqua2015.pdf. Accessed 8 Apr 2016
- Garabedian SP (2013) Estimation of salt water upconing a steady-state solution for partial completion of pumped well. Groundwater 51(6):927–934
- Giménez E (1994) Caracterización hidrogeoquímica de los procesos de salinización del acuífero detrítico costero de la Plana de Castellón (Hydrogeochemical characterization of the salinization processes in coastal aquifer of Castellón Plain). Dissertation, Universidad de Granada
- Giménez E, Morell I (2008) Contributions of boron isotopes to understanding the hydrogeochemistry of the coastal detritic aquifer of Castellón Plain, Spain. Hydrogeol J 16:547–557. doi:10.1007/s10040-008-0290-5
- Giménez-Forcada E, Vega-Alegre M (2015) Arsenic, barium, strontium and uranium geochemistry and their utility as tracers to characterize groundwaters from the Espadán-Calderona Triassic Domain, Spain. Sci Total Environ 512–513:599–612
- Gómez JD, López JA, Garrido E (2003) The state of seawater intrusion in Spain. IGME (ed) Coastal aquifers intrusion technology, Madrid, pp 169–185
- Günay G (2003) Seawater intrusion in coastal aquifers of the Mediterranean coast of Turkey. IGME (ed) Coastal aquifers intrusion technology, Madrid, pp 265–277
- Khairy H, Janardhana MR (2013) Hydrogeochemical features of groundwater of semi-confined coastal aquifer in Amol-Ghaemshahr plain, Mazandaran Province, Northern Iran. Environ Monit Assess 185:9237–9264. doi:10.1007/s10661-013-3248-6
- Kouzana F, Mammou AB, Felfoul MS (2009) Seawater intrusion and associated processes: case of the Korba aquifer (Cap-Bon, Tunisia). C R Geoscience 341:21–35. doi:10.1016/j.crte.2008.09.008
- Kura NU, Ramli MF, Ibrahim S, Sulaiman WNA, Zaudi MA, Aris AZ (2014) A preliminary appraisal of the effect of pumping on seawater intrusion and upconing in a small tropical island using 2D resistivity technique. Sci World J:11 (ID 796425)
- Lambrakis N, Marinou P (2003) The salinization of coastal aquifers in Greece; a general review. IGME (ed) Hidrogeología y Aguas Subterráneas 8. Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean countries, Madrid, pp 251–263
- Liu D (2004) The situation and analysis of salinity intrusion in coastal areas, China. J Geol Hazards Environ Preserv. doi:10.1007/s12665-014-3186-9
- Marandi A, Vallner L (2010) Upconing of saline water from the crystalline basement into the Cambrian-Vendian aquifer system on the Kopli Peninsula, northern Estonia. Est J Earth Sci 59(4):277–287. doi:10.3176/earth.2010.4.04
- Mondal NC, Singh VP, Singh S, Singh VS (2011) Hydrochemical characteristics of coastal aquifer from Tuticorin, Tamil Nadu, India. Environ Monit Assess 175(1–4):531–550
- Morell I, Ballesteros BJ, García O, Renau-Pruñonosa A, Renau-Llorens A, Rosado S (2014) Water recovery project: the first experience of deep injection in Castellón, Spain. Results of the first phase and next steps. DEMAU Workshop on Managed Aquifer Recharge and Emerging Micropollutants. Barcelona, Spain. <http://demeau-fp7.eu/events/266>
- Morell I, Giménez E, Esteller MV (1996) Application of principal components analysis to the study of salinization of the Castellón Plain (Spain). Sci Total Environ 177:161–171
- Morell I, Giménez E, Fagundo JR, Pulido-Bosch A, López-Chicano M, Calvache ML, Rodríguez JE (1997) Hydrochemistry and karstification in the Cienaga de Zapata aquifer (Matanzas, Cuba). In: Günay, Johnson (eds) Karst waters and environmental impacts. Balkema, Rotterdam, pp 191–198
- Motz LH (1992) Salt-water upconing in an aquifer overlain by a leaky confining bed. Groundwater 30(2):192–198
- Oswald SE, Scheidegger MB, Kinzelbach W (2002) Time-dependent measurement of strongly density-dependent flow in a porous medium via nuclear magnetic resonance imaging. Transp Porous Media 47:169–193
- Paniconi C, Khlaifi I, Lecca G, Giacomelli A, Tarhouni J (2001) Modeling and analysis of seawater intrusion in the coastal aquifer of eastern Cap-Bon, Tunisia. Transp Porous Media 43:3–28
- Parck Y, Lee JY, Kim JH, Song SH (2012) National scale evaluation of groundwater chemistry in Korea coastal aquifers: evidences of seawater intrusion. Environ Earth Sci 66:707–718. doi:10.1007/s12665-011-1278-3
- Paster A, Dagan G (2008) Mixing at the interface between fresh and salt waters in 3D steady flow with application to a pumping well in a coastal aquifer. Adv Water Resour 31:1565–1577. doi:10.1016/j.advwatres.2008.06.008
- Petalas C, Lambrakis N (2006) Simulation of intense salinization phenomena in coastal aquifers—the case of the coastal aquifers of Thrace. J Hydrol 324:51–64
- Post V, Kooi H, Simmons C (2007) Using hydraulic measurements in variable-density ground water flow analyses. Groundwater 45(6):664–671. doi:10.1111/j.1745-6584.2007.00339.x
- Pratheepa V, Ramesh S, Sukumaran N, Murugesan AG (2015) Identification of the sources for groundwater salinization in the coastal aquifers of Southern Tamil Nadu, India. Environ Earth Sci 74:2819–2829. doi:10.1007/s12665-015-4303-0
- Reilly TE, Frimpter MH, LeBlanc DR, Goodman AS (1987) Analysis of steady-state saltwater upconing with the application at Truro well field, Cape Cod, Massachusetts. Groundwater 25(2):194–206
- Reilly TE, Goodman AS (1987) Analysis of saltwater upconing beneath a pumping well. J Hydrol 89(3–4):169–204
- Renau-Llorens EA (2010) Elementos minoritarios y traza en la masa de agua subterránea 080.021 (Plana de Castelló). Origen y procesos asociados (Minor and trace elements in the groundwater body 080.021 (Plana de Castelló). Origin and associated processes). Dissertation, Universitat Jaume I
- Rey J, Martínez J, Barberá GG, García-Arostegui JL, García-Pintado J, Martínez-Vicente D (2013) Geophysical characterization of the complex dynamics of groundwater and seawater exchange in a highly stressed aquifer system linked to a coastal lagoon (SE Spain). Environ Earth Sci 70:2271–2282. doi:10.1007/s12665-013-2472-2
- Steyl G, Dennis I (2010) Review of coastal-area aquifers in Africa. Hydrogeol J 18:217–225. doi:10.1007/s10040-009-0545-9
- Stoecker F, Babel MS, Das Gupta A, Rivas AA, Evers M, Kazama F, Nakamura T (2013) Hydrogeochemical and isotopic characterization of groundwater salinization in the Bangkok aquifer system, Thailand. Environ Earth Sci 68(3):749–763
- Vengosh A, Spivack AJ, Artzi Y, Ayalon (1999) Boron, strontium and oxygen isotopic and geochemical constraints for the origin of the salinity in ground water from the Mediterranean coast of Israel. Water Resour Res 35:1877–1894

- Werner AD, Habermehl MA, Laity T (2005) An Australian perspective of seawater intrusion. 2nd Int. Salinity Forum. Salinity, water and society-global issues, local action
- Werner AD, Jakovovic D, Simmons CT (2009) Experimental observations of saltwater up-coning. *J Hydrol* 373:230–241. doi:[10.1016/j.jhydrol.2009.05.004](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.05.004)
- Werner AD, Bakker M, Post VEA, Vandenboede A, Lu CH, Ataie-Ashtiani B, Simmons CT, Barry DA (2013) Seawater intrusion processes, investigation and management. Recent advances and futures challenges. *Adv Water Resour* 51:3–26
- Wirojanagud P, Charbeneau RJ (1985) Saltwater upconing in unconfined aquifers. *J Hydraul Eng* 111(3):417–434
- Zakhem BA, Hafez R (2007) Environmental isotope study of seawater intrusion in the coastal aquifer (Syria). *Environ Geol* 51:1329–1339
- Zhou Q, Bear J, Bensabat J (2005) Saltwater upconing and decay beneath a well pumping above an interface zone. *Transp Porous Media* 61:337–363. doi:[10.1007/s11242-005-0261-4](https://doi.org/10.1007/s11242-005-0261-4)

Capítulo 6

ACTUACIÓN DE RECARGA ARTIFICIAL EN LA RAMBLETA

6.1. Recarga artificial de acuíferos en el mundo

6.1.1. Recarga artificial de acuíferos en España

6.2. Recarga artificial como método de lucha contra la intrusión marina

6.2.1. Recarga artificial en la lucha contra la intrusión marina en España

6.2.2. Recarga artificial en La Rambleta

6.3. Dispositivo de recarga

6.3.1. Instalaciones de superficie

6.3.2. Pozos de recarga

6.3.2.1. Desarrollo de los pozos de recarga

6.3.2.2. Testificación geofísica de los pozos de recarga

6.4. Red de control de la recarga artificial

6.4.1. Piezómetros de control de la recarga

6.4.1.1. Columnas litológicas de los piezómetros de control

6.5. Cálculo de parámetros hidráulicos del área de recarga

6.6. Pérdidas de carga y estudio de las características de los pozos de recarga

6.7. Agua de recarga

6.7.1. Características físico-químicas

6.7.2. Caudales de inyección

6.1. Recarga artificial de acuíferos en el mundo

La recarga artificial se puede definir como un conjunto de técnicas que permiten aumentar la disponibilidad de agua subterránea, con la calidad apropiada a los usos a los que se destina, mediante una intervención directa o indirecta en el ciclo natural del agua (Morell et al. 2010b). En foros internacionales la recarga artificial de acuíferos suele denominarse con los acrónimos AR (*Artificial Recharge*) y MAR (*Management of Aquifer Recharge*). Este último término tiene su origen en el grupo de trabajo para el estudio de operaciones de gestión de recarga artificial, fundado por la Asociación Internacional de Hidrogeólogos en 1988 y se empezó a usar por la connotación negativa que puede asociarse al término “artificial”, que de forma incorrecta puede relacionarse con un origen no natural del agua (Fernández-Escalante et al. 2005).

La recarga artificial (MAR) es, por tanto, una técnica de gran utilidad ya que, además de aumentar la disponibilidad de recursos hídricos, mejora la calidad del recurso configurándose como una herramienta de gestión hídrica económicamente viable (Pyne 2006, de los Cobos 2009, Eaton et al. 2009, Gao et al. 2013, Pyne 2014). Por tanto, el objetivo principal de estas técnicas o métodos suele ser incrementar los recursos de un acuífero; pero además de este objetivo es posible establecer otras prácticas o ventajas, entre las que destacan:

- Utilizar el acuífero como embalse regulador, disminuyendo las pérdidas de agua por evaporación y permitiendo a los usuarios disponer de una cierta independencia ante las intermitencias del ciclo hidrológico y una mejor distribución temporal del aprovechamiento de los recursos (Bouri et al. 2010).
- Mejorar el uso conjunto de aguas subterráneas y superficiales (Eaton et al. 2009, Lluria 2009, Hernández et al. 2014)
- Aumentar la fiabilidad del sistema de suministro (Harris et al. 2006, de los Cobos 2013, Foreman 2014).
- Almacenar agua dulce en el terreno cuando las obras superficiales no son posibles o son menos favorables. Una opción muy extendida es almacenar agua dulce en acuíferos salinos (Pyne 2007, Maliva y Missimer 2010, Rinck-Pfeiffer et al. 2010).
- Reducir los descensos del nivel piezométrico y, si es posible, elevarlo (Sheng 2005, de los Cobos 2009, Dillon 2009, Vandenbohede et al. 2009, Maheshwari et al. 2013)
- Detener y/o reducir la intrusión marina (Dillon 2009, Ortuño et al. 2009, Foreman 2014)
- Evitar procesos de subsidencia en el terreno (Wang et al. 2014)
- Aumentar la disponibilidad de agua de una calidad determinada mezclando el agua de recarga con la existente en el acuífero (Lluria 2009)

- Modificar la calidad del agua que se recarga por medio de los diversos procesos físico-químicos que se pueden dar en el terreno y en el acuífero (Massamann 2004, Stuyfzand et al. 2007, de los Cobos 2009, Jokela y Kalio 2013, Hernández et al. 2014)
- Conservar y/o eliminar agua de escorrentía y de tormenta (Martín-Rosales et al. 2007, Ahmed et al. 2013, Chadha 2014)
- Recuperar aguas residuales, después de un pretratamiento y la depuración en el terreno (Sheng 2005, Pipe-Martin 2006, Ortuño et al. 2012, Foreman 2014, Herndon y Markus 2014)
- Geotermia (Wang et al. 2014)
- Protección y restauración de zonas húmedas (Brown y Nevulis 2006, Alhama-Manteca 2012)

La casuística es muy variada y aunque la recarga artificial se ha practicado desde épocas antiguas, ha sido en las últimas décadas cuando se ha tomado conciencia de la necesidad de aplicar estas técnicas como un mecanismo plenamente integrado en la mejora de la gestión de los recursos hídricos. En regiones con climas áridos y semiáridos se persigue, principalmente, almacenar agua en el subsuelo cuando hay excedentes y extraerla en periodos de escasez hídrica, como en Estados Unidos, Australia, Siria, Omán o España entre otros. En otras zonas, donde no son escasos los recursos hídricos, la recarga artificial ha alcanzado gran desarrollo como forma de mantener y/o mejorar la calidad de las aguas y como fuente de abastecimiento cuando las aguas tienen problemas de contaminación, como en Holanda, Suiza o Alemania, así como una forma de optimizar la gestión hídrica de manera sostenible y conseguir fiabilidad en el abastecimiento, permitiendo fortalecer y diversificar la gestión del agua (de los Cobos 2009). También es utilizada en zonas geográficas consideradas húmedas pero con picos de demanda importantes como en los estados de Oregón y Washington (Estados Unidos) o en ciudades como Londres.

Existen muy variados métodos para llevar a cabo la recarga artificial de un acuífero, que se suelen clasificar en métodos de superficie, en profundidad y sistemas mixtos. Dentro de cada uno de ellos se pueden utilizar diferentes técnicas de aplicación. Así, por ejemplo, se distinguen dos modos de operar con pozos de inyección: ASR (*Aquifer Storage and Recovery*) con un único pozo para la inyección y la recuperación y ASRT (*Aquifer Storage Transfer and Recovery*) con la separación entre los pozos de inyección y los pozos de recuperación.

Históricamente, los principales proyectos MAR están relacionados con el abastecimiento de grandes núcleos de población en zonas semiáridas, como el suroeste de los Estados Unidos de América (EEUU). Así, las actuaciones MAR más destacadas se encuentran en los estados de California, Arizona y Florida.

California tiene una larga historia de MAR, que comenzó a principios del siglo pasado. En 2007 se contabiliza en el área de Los Ángeles un consumo de $1,43 \times 10^8 \text{ m}^3$ de agua procedente de operaciones de recarga, de los cuales $0,73 \times 10^8 \text{ m}^3$ proceden del río Colorado y $0,70 \times 10^8 \text{ m}^3$ de agua reciclada (Parker 2007). En la zona de Forebay, la recarga artificial consiste en balsas de infiltración a lo largo del río Santa Ana, que recargan $3 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{año}$. El condado de Kern cuenta con siete proyectos de recarga con aproximadamente 40 km^2 de balsas de infiltración y más de

120 pozos de recuperación. En el distrito del Santa Clara Valley se encuentran operativos 18 grandes sistemas de recarga formados por balsas de infiltración, que recargan $1,93 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{año}$. Finalmente, el consorcio Metropolitan Water District of Southern California (Metropolitan), que engloba a 26 ciudades de diferentes condados (Los Ángeles, Orange, San Diego, Riverside, San Bernardino y Ventura), incluye la recarga artificial como un importante componente de su gestión del agua. Así, durante 20 años, $8,31 \times 10^8 \text{ m}^3$ se han recargado por medio de balsas de infiltración e inyección (Parker 2007).

Cabe destacar el complejo de recarga Montebello Forebay (en el norte del condado de Los Ángeles) que recarga aproximadamente $1,6 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{año}$, de los cuales el 65% es agua superficial y el 35% de agua regenerada. El complejo tiene 23 balsas que suman una superficie de 200 hectáreas (Avisar et al. 2006). En la demarcación hidrográfica del Condado de Orange también se utiliza agua regenerada en proyectos MAR, recargándose aproximadamente $0,86 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{año}$ de agua procedente del Sistema GWR (Groundwater Replenishment System) (Herndon y Markus 2014).

Por su parte, el mayor proyecto de ASR en California se ubica en Calleguas, a 80 km de la ciudad de Los Ángeles. Se utiliza para completar el suministro urbano de más de medio millón de personas junto con un embalse de $12,3 \times 10^6 \text{ m}^3$ de capacidad. El sistema de ASR está compuesto por 19 pozos de profundidades comprendidas entre 240 y 370 m, y capacidad de infiltración entre 0,08 y 0,11 m^3/s (2 m^3/s en total). Este campo de pozos aumenta la fiabilidad del sistema de suministro de este municipio, muy vulnerable a sequías y otras incertidumbres (terremotos, regulaciones, etc.). Así, se estima que una tercera parte de la demanda de Calleguas puede ser satisfecha con este sistema en caso de emergencia por un periodo de tiempo prolongado (Foreman 2014).

En el estado de Arizona se han llevado a cabo experiencias MAR en varios acuíferos tanto con métodos de recarga superficial como de recarga directa (Lluria 2009). A mediados de los años ochenta se pusieron en marcha los principales proyectos de recarga superficial a través de canales y balsas: Salt River Project (SRP) y Granite Reef Underground Storage Project (GRUSP). Este último cuenta con una superficie de recarga de 150 hectáreas y una capacidad de recarga de $2,5 \times 10^8 \text{ m}^3$. El agua recargada proviene de los ríos Salt, Verde y Colorado y un pequeño volumen de agua regenerada. Desde 1994 este proyecto ha recargado $12 \times 10^8 \text{ m}^3$; además, ha producido cambios en la calidad del agua subterránea, con una significativa reducción de la concentración de nitratos y de arsénico. El proyecto SRP finalizó en 2007, y se transformó en el New River-Agua Fría Underground Storage Project (NAUSP), que tiene una capacidad de almacenamiento de $0,93 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{año}$. El GRUSP y el NAUSP comparten el mismo origen del agua de recarga y están interconectados por los canales y tuberías del SRP y componen un gran sistema de gestión de los recursos hídricos del área metropolitana de Phoenix. Por otra parte, Central Arizona Project (CAP) es el administrador de los derechos del agua del río Colorado y del CAP Aqueduct de 550 km, e incluyen cuatro instalaciones MAR cerca de Phoenix y tres en Tucson.

Dentro del sistema de gestión CAP, también se utilizan pozos de recarga y de recarga-recuperación (Lluria 2009). Por una parte, son utilizados para recargar el agua excedente de las

plantas potabilizadoras en periodos de baja demanda y por otra, el uso de pozos de recarga se ha extendido dentro de los proyectos de control de la contaminación y atenuación. En la planta de tratamiento Water Campus se sitúan una planta depuradora y una planta potabilizadora para tratar agua del sistema CAP. Además, se cuenta con la batería de pozos en la zona no saturada más grande dentro de la tecnología MAR (Lluria 2009), capaz de recargar grandes volúmenes de agua regenerada que cumplen los estándares del agua potable. La instalación comenzó a funcionar en 1999 y cuenta con 27 pozos de 55 m de profundidad y ha funcionado con altos rendimientos durante 10 años ($45 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$), si bien se ha observado que la capacidad de recarga ha ido descendiendo con el tiempo, hasta un 48%, debido al *clogging*, causado principalmente por precipitación de carbonato cálcico. Por otro lado, la industria electrónica de Phoenix y Tucson ha provocado una considerable contaminación de los acuíferos con compuestos organoclorados (Lluria 2009). La contaminación por compuestos orgánicos volátiles se ha tratado por extracción, tratamiento e inyección del agua tratada.

Por su parte, en la ciudad de Las Vegas (Nevada) están en funcionamiento pozos ASR que utilizan agua tratada del río Colorado en épocas de baja demanda y constituyen el sistema de ASR más grande instalado en EEUU (Lluria 2009). El sistema cuenta con 78 pozos, aunque el número máximo de pozos en funcionamiento a la vez es de 53, con un máximo de inyección diaria de 389.140 m^3 (2003). El volumen anual de recarga es de $4 \times 10^8 \text{ m}^3$ (Goff 2010).

En el estado de Nuevo México también existen varios proyectos piloto en diferente estado de desarrollo, sobretodo utilizando la escorrentía superficial (Lluria 2009). En la ciudad de El Paso (Texas), desde el final de los años ochenta se han tratado y recargado $14 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ en el acuífero Hueco Bolson, que constituye su principal fuente de abastecimiento; la inyección tiene lugar a una profundidad de 200 m. La distancia entre los pozos de recarga y recuperación es tal que el tiempo de residencia del agua regenerada se sitúa entre 2 y 6 años. En el mismo acuífero también se recarga agua regenerada desde 1985, año en el que se puso en marcha El Paso Reclaimed Wastewater ASR system, que incluye 10 pozos de recarga y una balsa de infiltración. La inyección anual máxima fue de $7 \times 10^6 \text{ m}^3$ en 1990. Sin embargo, la inyección se ha ido reduciendo a medida que se han incrementado las demandas de agua regenerada para otros usos (Sheng 2005).

A pesar de su consideración como zona excedentaria, en el noroeste de Estados Unidos muchas ciudades de los estados de Oregón y Washington han encontrado cada vez más dificultades para satisfacer las demandas puntuales de agua durante el verano. Los acuíferos de estos estados son la principal fuente de abastecimiento de una extensa industria agrícola y han sufrido importantes descensos piezométricos. Por estas razones, tantos los municipios como la industria agrícola han optado por poner en marcha sistemas de almacenamiento y recuperación de acuíferos como técnica de gestión unificada, para permitir satisfacer las demandas pico que se producen en verano (Beaverton ASR Project y Madison Farms ASR Project). Los indicadores económicos de ambas experiencias son muy favorables si se comparan con las alternativas convencionales de suministro (Eaton et al. 2009).

La primera operación de recarga artificial en Australia se realizó a mediados de los sesenta a través de balsas de infiltración en Burdekin Delta (Queensland) y se ha mantenido en funcionamiento durante más de cuarenta años. Se trata de la instalación con mayor tasa de recarga de Australia, $45 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ (Dillon 2009). El agua de recarga procede del río Burdekin y el objetivo de la operación de recarga es mantener los niveles piezométricos y así prevenir la intrusión marina. En 2009, 25 instalaciones de recarga artificial estaban en funcionamiento en Australia (Dillon 2009), la mayor parte mediante el sistema ASR.

En el sureste de Queensland se construyeron azudes de recarga en los cursos de agua Callide y Lockyer Creeks en los años setenta. La recarga por medio de pozos comenzó en 1970 en Angas-Bremer en South Australia, con 30 pozos en 1992 y una tasa de recarga de $2,4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ (Dillon 2009). Este proyecto de recarga ayudó a revertir la salinización de agua subterránea en un área vinícola.

En 1992 se inició un proyecto ASR con agua de lluvia en un acuífero calizo en Andrews Farm (South Australia) y en 1994 en Regent Garden en rocas fracturadas. En 2008, había 24 proyectos de este tipo en el área metropolitana de Adelaide ($7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$) (Dillon 2009). En las ciudades de Salisbury, Playford y Tea Tree Gully también se han realizado proyectos de recarga artificial, que incluyen la captura de aguas pluviales, el posterior tratamiento en humedales y su recarga en el acuífero kárstico Northern Adelaide Plain. Este conjunto de infraestructuras pueden recargar $17 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Martin et al. 2010). El proyecto Parafield ASTR se inició en 2003 en Salisbury y se basa en la inyección de aguas pluviales en un acuífero salobre y recuperación de agua potable. La instalación se diseñó para aportar un tiempo de residencia mínimo de seis meses, con cuatro pozos de inyección y dos pozos de recuperación situados en el interior del área formada por los cuatro primeros pozos, con un espaciado entre los pozos de 50 m. La investigación tuvo lugar desde 2005 a 2009, y se alcanzó el objetivo de obtener agua susceptible de ser embotellada y distribuida como agua potable (Dillon 2009, Rinck-Pfeiffer et al. 2010). Por otra parte, debido a los procesos de mezcla del agua de recarga y el agua subterránea nativa en los bordes de la pluma de recarga, se estima que se puede extraer un 80% del agua de recarga con una calidad adecuada, con una variación entre la CE inicial y el agua extraída de 3.500 a 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Rinck-Pfeiffer et al. 2006, 2010).

El uso de agua regenerada en ASR comenzó en Bolivar (South Australia) en 1999, con balsas de infiltración en Halls Head (Western Australia) en 2000 e infiltración en galerías en Floreat Park (Western Australia) en 2005 (Dillon 2009). Por otra parte, en 2008 se iniciaron tratamientos suelo-acuífero de agua regenerada en Alice Springs, con una capacidad de $0,6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$.

Las dunas costeras del oeste de Holanda se recargan artificialmente mediante balsas con agua pretratada procedente del río Rin, con el fin de abastecer a ciudades como Amsterdam o La Haya (Stuyfzand 2010). Estos proyectos tienen lugar a gran escala desde 1955, cuando el descenso en los niveles piezométricos y los rangos de salinización hicieron que los acuíferos asociados a las dunas fueran inviables para su uso. En 2006, el agua recargada a través de balsas y pozos de inyección contribuía en un 15% al abastecimiento total de Holanda ($12,50 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{año}$) (Stuyfzand et al. 2007). En concreto, desde 1957 se aplica MAR en dos zonas en las dunas costeras

de la provincia North-Holland (Olsthoorn y Nienhuis 2013). Se utiliza agua pretratada del lago IJssel y del río Rin, principalmente para realizar una desinfección y atenuación natural del agua (el río Rin puede tener problemas de contaminación sobretodo en la época estival); después de dos meses de tránsito el agua es recuperada a través de una batería de pozos. En total, $36 \times 10^6 \text{ m}^3$ de agua es infiltrada y bombeada en estos emplazamientos. En la provincia South Holland, anualmente se obtienen $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ de agua usando recarga artificial y recuperación a través de pozos superficiales (Hoogmoed et al. 2013). Finalmente, en las dunas costeras se ha investigado el uso de sondeos horizontales de 70 m de longitud (HDDWs, *horizontal directional drilled wells*) (Zuurbier et al. 2015).

En dunas costeras de Bélgica también se realizan actuaciones MAR. Así, desde 2002 se recarga agua depurada procedente de tratamiento terciario en las dunas relacionadas con el acuífero costero Western Belgian, con el fin de recuperar los niveles piezométricos y mantener la capacidad de producción de los pozos relacionados con el acuífero. Hasta $2,5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ pueden infiltrarse en este MAR (Vandenbohede et al. 2009). La recarga se realiza a través de dos balsas que se ubican entre los pozos de extracción.

Los recursos de agua potable para la región de Ginebra proceden del lago Ginebra (80%) y del acuífero transfronterizo Genevese (20%). Durante los años 70, el nivel freático del acuífero descendió considerablemente a consecuencia de un fuerte sobrebombeo y se decidió poner en marcha un dispositivo de recarga artificial a fin de mantener un nivel de agua subterránea adecuado para una explotación sostenible de los recursos de agua potable. La recarga, que funciona desde 1980, utiliza como fuente de agua el río Arve. Dos criterios condujeron a la elección de la recarga artificial frente a la construcción de una nueva estación de filtración y tratamiento de agua del lago: el de la garantía de abastecimiento, que exige la diversificación de los recursos para asegurar la continuidad de la distribución de agua en caso de avería técnica o de contaminación grave de un recurso, y el económico. El sistema de recarga elegido fue un sistema de drenes de inyección. Las zanjas drenantes han sido excavadas a 2 m de profundidad. Las tuberías perforadas están recubiertas por gravilla y colocadas en la zona no saturada a 7 m por encima del nivel freático medio. La capacidad teórica de la planta es de $17 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$, si bien su parada debido a periodos de alta turbidez o contaminación del agua del río supone una capacidad real de $11 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ (350 L/s). En sus más de 30 años de funcionamiento, el sistema de recarga artificial de Ginebra ha demostrado toda su utilidad y su favorable influencia en la gestión de las aguas potables para el abastecimiento de la región de Ginebra, con un aporte de más de $2,5 \times 10^8 \text{ m}^3$ de agua al acuífero de Genevese (de los Cobos 2009, 2013).

Un ejemplo interesante de recarga inducida (*bank filtration*), con aprovechamiento de aguas residuales depuradas, es el abastecimiento a la ciudad de Berlín (Alemania), con una población superior a 3,5 millones de habitantes. La recarga se realiza a través de sondeos situados en los bordes de los ríos y lagos que se forman en dichos cauces. La característica más destacable es que el 70% de agua utilizada es agua residual regenerada, procedente de las plantas de depuración, que circulan por los cauces, o están acumuladas en los lagos que se forman en estos

ríos. Esta agua se infiltra en el acuífero debido al efecto del bombeo que se produce en el acuífero o bien se recargan artificialmente desde balsas (Massamann 2004).

NLARS (North London Artificial Recharge Scheme) es una actuación a gran escala que participa de forma significativa en el abastecimiento de Londres, sobretodo durante periodos de sequía. Este sistema funciona desde 2005 y está formado por 41 pozos (Harris et al. 2006).

En Finlandia, la tecnología MAR se usa como método de tratamiento de aguas en el abastecimiento urbano, existiendo más de 25 plantas de recarga para mejorar la calidad de este agua (Jokela y Kalio 2013). Su principal objetivo es eliminar la materia orgánica de las aguas superficiales. Un sistema estándar de recarga consiste en la infiltración de agua en un *esker* y la extracción del recurso aguas abajo por medio de pozos. También se usan balsas de infiltración y pozos de inyección. El tiempo de residencia suele situarse en un mes.

En China se han llevado a cabo exitosos proyectos de recarga artificial, sobretodo con el objetivo de restaurar los niveles piezométricos, luchar contra la intrusión salina, el ahorro de energía y la reducción de costes, el control de la subsidencia del terreno y el aumento en el suministro de agua para la industria. En 2000, la cantidad total de agua recargada fue de $6 \times 10^8 \text{ m}^3$ (Wang et al. 2014). Por ejemplo, en Shangai se ha llevado a cabo recarga por medio de pozos profundos desde los años sesenta para controlar la subsidencia. En 1965, la industria del algodón realizó diversos test de recarga, con el fin de obtener agua con pequeñas variaciones de temperatura. Los resultados favorables han permitido el diseño actuaciones de recarga para ofrecer a la industria fuentes de agua a diferentes temperaturas. En el norte de China, diques, pozos y balsas de recarga artificial se han aplicado ampliamente para incrementar la disponibilidad de agua en una zona con problemas de salinidad y periodos de sequía significativos, con el fin de asegurar buenas cosechas y una producción agrícola estable. Por otra parte, desde los años noventa se han llevado a cabo proyectos de recarga para luchar contra la intrusión marina utilizando agua de inundación en Longkou, Laizhou y Qingdao. También, se han desarrollado proyectos de recarga con agua regenerada a través de balsas en Beijing (Gaobeidian Groundwater Recharge Pilot Project) y en la China University of Geosciences, ASR con aguas pluviales en la University of Jinan y reinyección geotérmica en Beijing (Wang et al. 2014).

En la India, los problemas existentes para satisfacer la demanda actual y prevista con los recursos hídricos disponibles ha obligado a utilizar esorrentías excedentarias procedentes de las lluvias monzónicas como un elemento más de la gestión hídrica (Chadha 2014). Más del 50 % de la precipitación anual se produce en un tiempo de alrededor de 15 días y en menos de 100 horas, con una media de 27 días de lluvia por año. El Plan Nacional de Aguas Subterráneas contempla el desarrollo de la recarga artificial y de proyectos de conservación y ahorro como elementos de gestión hídrica. Durante el periodo 1972-1984 se pusieron en marcha los primeros proyectos piloto de recarga artificial de acuíferos, utilizando diversas técnicas: recarga inducida en el margen izquierdo del río Ghaggar en la aldea de Tatiana, diques subsuperficiales en Seed Farm, balsas de recarga superficiales en Mehsana e inyección en Dabkheri y Kamliwara Mehsana. Desde 1992 se han desarrollado sucesivos programas que han financiado diversas experiencias: recolección e inyección de aguas de lluvia desde los tejados de los edificios del campus universitario de Nueva

Delhi, un dren de 30,8 km en una instalación de recarga que consta de 30 zanjas con filtros y 20 pozos de inyección en Punjab o cinco pozos de recarga en un acuífero basáltico del estado de Maharashtra. Además, el gobierno indio ha lanzado un proyecto de construcción de 0,7 millones de pozos excavados para recarga (*dug-well recharge*) (Chadha 2014). También se ha investigado el uso de “*cavity wells*” (pozos con profundidades que varían desde los 15 a los 100 m, instalados sobre capas impermeables) en instalaciones de ASR en Balsamand (Malik et al. 2006), en el estado de Haryana (Kamra et al. 2006) o en Surat (Patel et al. 2011). Finalmente, balsas de infiltración han funcionado durante más de 15 años en los estados de Gujarat y Rajasthan, con el fin de frenar el descenso de niveles (Maheshwari et al. 2013).

En la costa de Bangladesh están en funcionamiento 20 proyectos MAR (Ahmed et al. 2013), con el fin de mejorar la calidad del agua subterránea y así aumentar el acceso a agua potable en la comunidad rural. En todos ellos se recarga agua de lluvia almacenada en la época de los monzones.

En Siria también se desarrollaron proyectos de recarga. En Damasco, seis actuaciones con pozos de inyección fueron desarrolladas por la empresa de abastecimiento de la ciudad (Kattan et al. 2010). El proyecto DUC (Damascus University Campus) recargaba agua desde los manantiales Figh y durante los años 2006-2008 inyectó 241.557 m^3 , contribuyendo a que se pudiera bombear $123 \times 10^8 \text{ m}^3$ de agua con una calidad suficiente para formar parte del abastecimiento de la ciudad (Kattan et al. 2010). En Mazraha (este de Damasco) se desarrolló un proyecto ASR, constituido por 24 pozos que formaron parte del abastecimiento de la ciudad (Zakhem y Hafez 2012).

Finalmente, ensayos de recarga artificial se han realizado en Korinthos (Grecia) (Hionidi et al. 2002, Stavropoulos y Voudoris 2006), Omán (Shammas 2008), Túnez (Bouri et al. 2010), Egipto, Israel o Emiratos Árabes, o también en países como Vietnam, Malasia o Tailandia (Morell et al. 2010b).

6.1.1. Recarga artificial de acuíferos en España

En España se han desarrollado muchas actuaciones a escala experimental, con plantas piloto construidas por diferentes organismos y cuyas características principales se recogen en MIMAM (Ministerio de Medio Ambiente) (2000). El proyecto de recarga de mayor envergadura realizado en España es el desarrollado en el Área Metropolitana de Barcelona, constituida por 36 municipios y una población total de más de 3 millones de habitantes. La recarga artificial ha tenido un importantísimo papel para lograr un uso sostenible de las aguas subterráneas en los acuíferos del río Llobregat en su tramo final (Valle Bajo y Delta del Llobregat) y ha hecho posible disponer de agua adecuada en cantidad y en calidad en aquellos momentos en las que las aguas superficiales no han sido aptas para satisfacer la demanda (Armenter 2006). En esta zona, el abastecimiento mediante aguas subterráneas supone el 11% del total y es estratégico en periodos de sequía (Hernández et al. 2014); por tanto, la recarga artificial juega un papel fundamental en la gestión conjunta de los recursos superficiales y subterráneos.

Dentro de las acciones que se han llevado a cabo para paliar el déficit hídrico y para recuperar el buen estado de los acuíferos del Valle Bajo y Delta de Llobregat, se incluye un plan de ordenación de la extracciones, balsas de infiltración, el escarificado periódico del lecho del río, la inyección directa de agua potable en pozos en la población de Cornellá y la creación de una barrera hidráulica para frenar la progresión de la intrusión marina (Ortuño et al. 2009). Las actuaciones de escarificado del lecho del río Llobregat se están realizando desde el año 1950, siempre en el mismo sitio y se recarga el acuífero del Valle Bajo. La recarga artificial en profundidad se inició en el año 1969 en los pozos de Cornellá (a 8 km de la costa), situados en la cabecera del acuífero del Delta del Llobregat. El agua de recarga proviene de los excedentes de la planta de tratamiento del agua del río Llobregat. En esta instalación se cuenta con 12 pozos con una capacidad total de recarga de 75.000 m³/día. Así, en los noventa llegaron a inyectarse entre 5 y 15 hm³ por año (Ortuño et al. 2009).

En la misma zona se han llevado a cabo experiencias de investigación dentro del proyecto Life+ENSAT relacionadas con la eliminación de las barreras actualmente existentes para hacer posible la reutilización, desde un punto de vista seguro para el medio ambiente y la salud humana, del agua regenerada producida por las depuradoras del área metropolitana, utilizando este agua conjuntamente con los excedentes del río Llobregat. Dentro del proyecto se ha demostrado la eficiencia en la mejora de la calidad del agua de recarga mediante la instalación de una capa reactiva en el sistema de recarga por medio de balsas de Sant Vicenç dels Horts en el Valle Bajo del río Llobregat. El sistema de recarga fue construido en 2007, y consiste en una balsa de decantación de 4.000 m² y una de infiltración de 5.600 m². Las balsas reciben agua directamente del río Llobregat pero el sistema está también preparado para recibir agua regenerada de la estación de tratamiento del Prat de Llobregat. La capa reactiva, constituida principalmente por compost vegetal, fue instalada en la sub-superficie de la balsa de recarga, con el objetivo de promover la biodegradación y mejorar la eliminación de los contaminantes emergentes del agua del Llobregat. El exhaustivo seguimiento de la calidad del agua que incluye química general, contaminantes emergentes y sustancias prioritarias, indica que los cambios hidrobiogeoquímicos con el sistema implantado mejoran los procesos de desnitrificación y la reducción de concentración de gemfibrozilo y epoxy-carbamazepina. La capa reactiva sigue activa después de más de tres años desde su instalación (Hernández et al. 2014).

Otra experiencia de gran envergadura es la realizada desde el 2002 dentro del proyecto DINAMAR en dos sectores del acuífero de los Arenales (Segovia): la Cubeta de Santiuste y la comarca del Carracillo. Este proyecto de I+D+I aborda, entre otras líneas de investigación, aspectos operativos de la recarga artificial. Se ha llevado a cabo el seguimiento de la recarga artificial, estudiando la efectividad, en cuanto al volumen de agua infiltrado, de los dispositivos empleados (en especial balsas y canales). Este seguimiento ha permitido diseñar e implementar mejoras encaminadas a incrementar la tasa de infiltración, reducir la entrada de aire al acuífero y minimizar la colmatación en acuíferos arenosos, progresando hacia diseños de mayor eficiencia en el marco de la gestión hídrica para el regadío (Fernández-Escalante et al. 2009).

El dispositivo de recarga artificial de la Cubeta de Santiuste está compuesto por canales, balsas y pozos, que se encargan de infiltrar los excedentes invernales derivados del río Voltoya, para luego usarse en el periodo estival. En 2002 comenzó a funcionar el Canal Este de 10.667 m y 54 dispositivos de parada para incrementar la infiltración a través de una superficie de 33.300 m², considerando la infiltración en el fondo y en las paredes. El Canal Oeste tiene una longitud de 17.293 m y una superficie de infiltración de 27.960 m².

Por otra parte, en 2000 se autorizó la derivación desde el río Cega de aguas utilizables para recarga artificial en el acuífero del Carracillo. Así, se iniciaron los trabajos de caracterización hidrogeológica, con la identificación de dos zonas favorables para actuar como depósitos naturales para almacenar el agua recargada, denominadas paleoforma y zona almacén. En 2004 comenzaron las pruebas piloto y en 2006 se inició la recarga artificial en el sector occidental (estructura paleoforma). No obstante, esta zona no tiene capacidad para almacenar la cantidad de agua necesaria para cubrir la demanda de esta región y se iniciaron trabajos necesarios para conocer con exactitud las posibilidades del acuífero en el sector oriental (zona almacén) para extraer/almacenar agua y conducirla de forma presurizada a las áreas que no admiten recarga, estimándose que la superficie susceptible de recibir los caudales derivados del río Cega es de 17,74 km² (Macías-Antequera et al. 2014a, 2014b).

El resto de operaciones de recarga realizadas en España son de menor escala. No obstante, se han realizado actuaciones significativas en varios acuíferos. El sur de la provincia de Jaén se caracteriza por la presencia de un gran número de acuíferos de mediana y pequeña dimensión, que son claves para el abastecimiento a los núcleos de población de la zona. Los bombeos continuados para satisfacer las demandas de abastecimiento han ocasionado problemas puntuales en ellos y también afecciones a manantiales emblemáticos, que han generado conflictos sociales. Dentro de esta problemática se enmarcaron experiencias de recarga en los acuíferos de Mancha Real-Pegalajar, en un sector relacionado con el abastecimiento de Mancha Real (unos 9.300 habitantes); Gracia-Morenita, utilizado como apoyo al abastecimiento de la Comarca de Martos (más de 53.000 habitantes); y de los Llanos, explotado para el abastecimiento de Alcalá la Real (más de 19.000 habitantes). En todos los casos se utilizó agua de recarga de buena calidad y el volumen recargado varió entre 20.900 m³ (Mancha Real) y 70.642 m³ (Gracia-Morenita). Las tres experiencias se mostraron positivas, si bien en el caso del acuífero de Mancha-Real se muestra inviable debido a que no existen excedentes a utilizar en su entorno. Por su parte, la experiencia en el acuífero de Gracia-Morenita mostró la viabilidad de utilizar el acuífero como almacén para regular los excedentes de los acuíferos limítrofes; la experiencia en el acuífero de los Llanos mostró su viabilidad para garantizar el suministro urbano de Alcalá la Real en años secos (González-Ramón et al. 2009).

En el acuífero cuaternario del valle del Guadalquivir (Sevilla) se construyó una instalación de recarga artificial formada por una zanja de 500 m de longitud, 5 m de profundidad y 12 m de anchura. La zanja atraviesa un pequeño espesor de terreno no permeable hasta llegar al techo del acuífero. En su interior se sitúan pozos de recarga, que se encuentran separados entre sí 50 m. Los pozos tienen un diámetro de 1 m y una profundidad de 12 m. Se recargó un volumen de

216.000 m³. Sin embargo, la experiencia no se consideró exitosa puesto que se drenaba el agua recargada al río próximo, lo que hacía inhábil su recuperación.

La recarga artificial con aguas residuales se ha implementado en el contexto hidrogeológico del aluvial del río Onyar (Cuencas Internas de Cataluña) (Menció et al. 2003), con un resultado que ha puesto de manifiesto que los suelos responden favorablemente a la eliminación de amonio, fosfato y materia orgánica. Sin embargo los resultados no son suficientes para garantizar la calidad del agua infiltrada, recomendando que debiera hacerse un tratamiento terciario previo a la aplicación del agua al suelo.

Por parte del IGME, en colaboración con otras instituciones, se han desarrollado varios proyectos en diferentes lugares y con características técnicas y diseños muy variados: Aluvial del río Oja (La Rioja), Vega de Guadix (Granada), Calcarentas de Carmona (Sevilla), Aluvial del Bajo Guadalquivir (Sevilla), Acuífero de Jijona (Alicante), Valle del Esgueva (Valladolid), Setla-Mirarrosa-Mirafior (Alicante), Mancha Real (Jaén), Dehesas de Guadix (Granada) y Mazagón (Huelva), estas dos últimas con aguas residuales brutas (López-Geta 2009).

6.2. Recarga artificial como método de lucha contra la intrusión marina

Los grandes proyectos de recarga suelen estar relacionados con el abastecimiento urbano y agrícola. Sin embargo, la utilización de recarga artificial para luchar contra la intrusión marina también engloba históricamente interesantes actuaciones.

El deterioro de importantes acuíferos costeros por intrusión marina, en algunos casos durante décadas, obliga a plantear medidas correctoras de recuperación. La recarga de acuíferos puede ser la única forma realista de recuperar acuíferos contaminados por intrusión marina (Pérez-Aparicio 2007).

En concreto, la utilización de barreras hidráulicas como protección frente a la intrusión en los acuíferos costeros viene practicándose desde hace más de 50 años en California (EEUU). Emblemáticas son las barreras contra la intrusión marina de los condados Orange County y Los Ángeles o las barreras de inyección de los proyectos West Coast y Dominguez Gap en la costa oeste de EEUU (West Coast basin). El funcionamiento de estas barreras ha demostrado su eficacia en el control de la intrusión salina (Foreman 2014).

En la costa sur de California (condados de Los Ángeles y Orange), cuatro barreras contra la intrusión se pusieron en funcionamiento entre 1953 y 1975. Desde esa época, las barreras han evolucionado mucho tanto en términos cuantitativos, de agua inyectada, como en la tecnología de construcción y en la forma de operación de las mismas. El agua de inyección, por ejemplo, se ha ido sustituyendo por agua residual altamente tratada, y los pozos de inyección operan de una forma más automatizada, con el fin de reducir costes operativos (Foreman 2014). En la actualidad,

las barreras de los condados de Los Ángeles y Orange se surten con, como mínimo, un 50 % de agua regenerada; el resto del agua proviene de agua trasvasada.

La barrera Talbert (condado de Orange) lleva en funcionamiento desde 1976. Se trata del primer proyecto en California con autorización para inyectar aguas residuales tratadas en un acuífero del que se extraía agua potable para suministro. Su capacidad de inyección es de 80 m³/min de agua (Herndon y Markus 2014). Originalmente, el agua que se inyectaba era una mezcla de aguas subterráneas profundas y agua regenerada procedente de la Water Factory 21. La barrera original estaba formada por 23 puntos de inyección de diferentes profundidades, con una capacidad conjunta de 40 m³/min. En los años 90, el aumento del bombeo superó la capacidad de la barrera Talbert para hacer frente a la intrusión marina y los estudios llevados a cabo estimaron que se necesitaría doblar la tasa media de inyección, hasta alcanzar 80 m³/min. Para lograr esta capacidad de inyección se construyeron entre 1998 y 2006 nuevos pozos en 13 nuevas ubicaciones, al oeste y al este de la barrera original y también en una nueva línea al sur. El desarrollo de una instalación de regeneración del agua mucho mayor, el Sistema GWR, permitió igualmente la ampliación de la barrera hidráulica. Este sistema es capaz de producir 187 m³/min de agua regenerada producto de un tratamiento avanzado, lo cual es suficiente para abastecer a toda la barrera hidráulica y producir otros 107 m³/min para balsas de infiltración que también se ubican en el condado de Orange.

Por su parte, el proyecto West Coast se inició para dar respuesta a un ritmo de avance de la cuña salina de 335 m/año en la década de los cincuenta, cuando el agua salina se extendió entre 2,4 y 3,2 km tierra adentro. Así, se comenzaron a construir pozos de inyección experimentales y en la década de los sesenta se iniciaron los proyectos de barreras hidráulicas, con más de 150 pozos que se extienden a lo largo de 23 km. La profundidad de inyección puede llegar hasta 300 m. La tasa de inyección se modifica según los niveles piezométricos medidos en pozos de control cercanos a los pozos de inyección. Hasta 1996, el agua de inyección era de origen superficial trasvasada pero a partir de este momento se comenzó a recargar agua regenerada hasta alcanzar un 50%. En este proyecto se han estudiado las causas del descenso de la capacidad de inyección de los pozos de recarga, atribuible a mecanismos de *clogging* de naturaleza física, como el arrastre de aire y/o sólidos suspendidos, geoquímicos, como la precipitación de minerales, y biológicos, como el crecimiento microbiológico. Se concluyó que una combinación de mecanismos físicos y biológicos era la causa predominante del *clogging* (Foreman 2014). Para contrarrestar sus efectos los pozos se desarrollan cada tres años.

La puesta en marcha de la barrera del proyecto Dominguez Gap (2005) permitió mejorar el diseño y operación de los pozos de inyección. Además de la alta automatización de todo el sistema, los pozos de inyección se encuentran ranurados en una única capa del acuífero (de tipo multicapa con intercalaciones de arcillas que separan los niveles acuíferos), con varios pozos en una misma ubicación, cada uno inyectando en un nivel concreto del acuífero. Al contrario, en la barrera West Coast los pozos atravesaban y recargaban varias capas. Otro de los objetivos de la barrera Domínguez Gap es que el agua de recarga alcance el 100% de agua depurada regenerada (Foreman 2014).

En la ya mencionada zona de Forebay (área central de California) también se lucha contra la intrusión marina inyectando una mezcla de agua regenerada y agua subterránea (Parker 2007).

En Australia, como ya se ha comentado, el inicio de las actuaciones de recarga (mediados de los sesenta) tuvieron como objetivo prevenir la intrusión marina por medio de balsas de infiltración en el delta del Burdekin. En la actualidad, esta instalación presenta la mayor tasa de recarga de Australia ($45 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$). También se realizan inyecciones a través de pozos desde el año 1970 en Angas-Bremer; la instalación está constituida por 30 pozos con una tasa conjunta de recarga de $2,4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ (Dillon 2009). Por su parte, agua regenerada se utiliza también como barrera hidráulica, después de su infiltración en balsas, en Bribie Island (Pipe-Martin 2006). La instalación se sitúa entre los pozos de extracción para abastecimiento y la costa en un acuífero arenoso con una profundidad que varía entre 5 y 25 m.

En China, desde los 1990s se han construido muchas instalaciones de recarga para luchar contra la intrusión marina, utilizándose en la mayoría de los casos agua de inundación. Los principales proyectos que utilizan este tipo de agua están relacionados con los ríos Balisha en Longkou, Huangshui en Longkou, Wanghe en Laizhou y Shiren River en Qingdao. La actuación del río Huangshui está compuesta por 2.518 pozos de infiltración, 6 canales y 448 zanjas de infiltración (Wang et al. 2014).

En el norte de China, diques, pozos y balsas de recarga artificial se han utilizado ampliamente para asegurar una producción agrícola estable y con buenas cosechas en una zona con problemas de salinidad y periodos de sequía significativos. Por ejemplo, el riego del distrito Renming Shengli Channel en la provincia de Henan se realiza con una combinación de pozos y canales, canales para el riego y pozos para la recarga artificial durante la época seca. El área regada de este modo ha alcanzado 300.000 ha, el nivel del agua se estabilizó, la salinidad descendió y la cosecha aumentó año a año (Wang et al. 2014).

En el acuífero fracturado de Salento (Italia) se han inyectado $12.000 \text{ m}^3/\text{día}$ de agua regenerada en un sumidero natural desde 1991 (Masciopinto y Carrieri 2002, Masciopinto 2006), lo que ha provocado una significativa reducción de la salinidad debido a la recesión de la intrusión salina y al proceso de dilución del agua subterránea afectada directamente por la recarga. La reducción media del alcance de la intrusión marina ha sido de 2 km (Masciopinto 2006). Sin embargo, también se observa el aumento de los nitratos y de compuestos orgánicos (aumento del COD y TOC) y las aguas subterráneas precisan tratamiento para utilizarse en el abastecimiento.

En Túnez, la recarga artificial de acuíferos comenzó a principio de los años 1970 y desde el año 2000 se han almacenado $1 \times 10^8 \text{ m}^3$ en doce zonas (Bouri et al. 2010). Una de estas zonas es el acuífero costero Teboulba en el Sahel. Esta actuación se concibió no sólo para combatir la intrusión salina sino también para almacenar el exceso del agua de la presa Nebhana, situada a 47 km de distancia (noroeste de Kairouan). En el periodo 1972–1978 se inyectó un volumen total de $1,52 \times 10^8 \text{ m}^3$ ($0,22 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ de media). La operación de recarga se interrumpe cuando no hay exceso en la presa, como sucedió entre los años 1978 y 1992. En el periodo 1992–2000, el volumen inyectado fue de $1,76 \times 10^8 \text{ m}^3$ ($0,196 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$). Los niveles piezométricos

mostraron un importante ascenso desde el inicio de la recarga, superior a 30 m en zonas cercanas a los puntos de recarga y del orden de 15 m hasta una distancia de 1500 m en dirección este (periodo 1972-1978). Sin embargo, en otras zonas (oeste y suroeste) se registraron ascensos muy pequeños o nulos, y en la parte suroeste los niveles continuaron por debajo del nivel del mar. En la segunda fase de recarga (1992-2000) los efectos hidrodinámicos fueron menores, con ascensos piezométricos de hasta 10 m en la zona próxima a la recarga pero con una parte importante de la zona de estudio con niveles por debajo del nivel del mar (zona oeste y sur). En cuanto a la salinidad, la zona por debajo de 2 g/L se duplicó durante la segunda fase de inyección.

Como ya se ha comentado, en la costa de Bangladesh se han desarrollado ensayos a gran escala con el fin de mejorar el acceso a agua potable en las comunidades rurales. Dos actuaciones que engloban 20 proyectos distintos comenzaron a funcionar en 2009 (Ahmed et al. 2013). La recarga se realiza por inyección de agua de lluvia en acuíferos superficiales salinizados. Así, durante el monzón, se recargan importantes cantidades de agua. En los 20 proyectos, la salinidad se ha reducido a niveles aceptables, con CE menores de 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y en 13 municipios el agua se utiliza para el abastecimiento local.

En Omán se investigó la efectividad de la recarga artificial frente a la intrusión marina en el acuífero Salalag (Shammas 2008). El agua recargada procedía de una planta depuradora y se inyectaba en un acuífero cuaternario (conglomerados) de 20 m de espesor, que se sitúa sobre un acuífero inferior formado por calizas fracturadas. La barrera de pozos se situó a 1,5-2 km de la línea de costa y estaba formada por 40 pozos de inyección, separados 300 m, y 40 pozos de observación situados a 3-4 m de cada pozo de inyección. Entre 2003 y 2005 se inyectaron $8 \times 10^6 \text{ m}^3$. Los niveles medios se incrementaron un 19% y la salinidad se redujo en un 12%.

6.2.1. Recarga artificial en la lucha contra la intrusión marina en España

La actuación más importante de recarga artificial como medio de lucha contra la intrusión marina en España la constituye la barrera hidráulica del Delta del Llobregat, que se puso en marcha en 2007 con la introducción de agua regenerada en el acuífero. Los pozos tienen una profundidad del orden de 70 m y están ranurados en su tramo final de aproximadamente 6 m en el acuífero principal. Los materiales del acuífero son gravas y arenas finas, confinados por un paquete de limos grises de unos 40 m de potencia.

Esta barrera ha contado con dos fases de funcionamiento. La primera fase se puso en marcha en marzo de 2007 con la inyección de agua regenerada en el acuífero a través de tres pozos situados a 1.500 m de la costa, dispuestos de manera paralela a esta, y separados entre sí unos 300 m. La segunda fase, con 15 pozos de inyección situados en una línea de 6 km paralela a la costa, empezó en abril de 2010 y finalizó en julio de 2011, con un volumen inyectado de alrededor de $4 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Ortuño et al. 2009, Ortuño et al. 2012).

La barrera hidráulica estaba programada de forma que la superficie piezométrica se mantuviera entre 1 y 3 m s.n.m. y, por tanto, cada pozo tenía su propio caudal de inyección dependiendo de las características locales del acuífero y el nivel piezométrico del acuífero. Durante la primera fase la red de control constaba de 8 puntos, localizados en un radio de menos de 1 km alrededor de los pozos de inyección y dentro de una zona de 3 km². En la segunda fase el número de puntos de control ascendió a 37 en una zona de 30 km², con 17 piezómetros instalados con sensores de medida continua de niveles, temperatura y CE cada hora. Durante la primera fase se observó una significativa mejora de la calidad en los 8 puntos de control, con un descenso en la concentración promedio de cloruro de 2,634 mg/L a 1,018 mg/L en los tres años que duró la recarga. Así mismo se verificaron descensos progresivos en los contenidos de cloruros, sodio, calcio, magnesio, hierro y amonio en la segunda fase y se estima que el radio de influencia de la recarga se sitúa entre 1 km y 2 km, y presenta una forma irregular. Esto es porque el flujo hacia el mar se ve detenido o significativamente reducido, mientras que el agua de recarga se mueve hacia el interior, donde se sitúan las zonas de bombeo (Ortuño et al. 2012).

En el acuífero costero Señorío de Marbella (Málaga) entró en funcionamiento una barrera hidráulica en el año 2000. En los afloramientos detríticos de la franja costera de Marbella se realizan intensas explotaciones destinadas al abastecimiento urbano y turístico, lo que ha originado salinizaciones puntuales de origen marino que limitan a su vez la utilización de sus recursos como agua potable. El acuífero limítrofe, de naturaleza kárstica, tiene importantes manantiales que carecían de regulación. En 1999 se planteó la inyección de los excedentes del arroyo de Camoján en el acuífero costero con el doble objetivo de regularlos (almacenamiento en el subsuelo) y de generar una barrera hidráulica que limitara la intrusión marina (Jaén et al. 2003).

La primera etapa de recarga artificial en el acuífero del Señorío de Marbella comenzó a finales del año 1999 y se mantuvo operativa hasta febrero de 2006. Los episodios de recarga en este periodo, a través de dos sondeos (Señorío 1 y 3), fueron cortos e intermitentes. Los caudales de inyección medios en estas captaciones fueron de 6,7 y 16,5 L/s, respectivamente (Ropero-Morón 2012). La limitación en los caudales admisibles de inyección en los sondeos de inyección, impidieron optimizar el sistema de recarga y, por ello, se planteó la construcción de un nuevo sondeo (Señorío 4) a finales de 2005. La principal diferencia con el anterior sistema estriba en el método de inyección, ya que anteriormente se realizaba por gravedad, mientras que en el Señorío 4 se efectúa con presión en la cabeza de sondeo, lo cual permite un mayor caudal instantáneo de la recarga. Así, el caudal medio de inyección en este sondeo ha sido de 22,8 L/s. El volumen de inyección más elevado se produjo en 2008 (416.007 m³), y el menor en 2007 (79.613 m³) (Ropero-Morón 2012).

Desde que entró en funcionamiento el primer periodo de recarga artificial se consiguió estabilizar el nivel piezométrico en cotas por encima de 0 m s.n.m. durante casi todo el año, a excepción de los meses estivales (Ropero-Morón 2012). Hasta 2003, se recuperaron del orden de $0,5 \times 10^6$ m³ con CE por debajo de 1000 μ S/cm (Jaén et al. 2003). En general, tiene lugar una disminución considerable en la conductividad eléctrica y la dureza del agua, que pasan de tener un valor medio de 1378 a 844 μ S/cm y de 689 a 447 mg/L CaCO₃, respectivamente,

manteniéndose la CE entre 750 y 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ desde que se inició la recarga (Jaén et al. 2003, Ropero-Morón 2012). Por tanto, los efectos directos de la recarga artificial del acuífero han sido la recuperación de niveles, que han alcanzado cotas históricas, y mantener controlada la interfaz marina, de forma que la salinidad de los pozos municipales se mantenga por debajo de los límites admisibles.

6.2.2. Recarga artificial en La Rambleta

En los años ochenta, debido a la progresiva salinización de los pozos de riego, la Cooperativa Agrícola San Isidro de Vall de Uxó, en colaboración con otras sociedades de riego locales, inicia un seguimiento de los niveles de salinidad en los pozos de riego. Así se realizó un estudio a lo largo de varios años (1983-1996), cuyos resultados se detallan en el trabajo “Evolución de la salinidad y posibilidades de regeneración del acuífero de la Rambleta” realizado por el profesor V. Almela Orenga (no publicado).

En este estudio se pone de manifiesto la existencia de zonas de infiltración preferente en una zona concreta de La Rambleta, en las proximidades del barranco Randero. Este hecho se intentó aprovechar para trasvasar agua desde el río Belcaire, en donde se concluyó que existía una tasa de infiltración muy reducida, hasta el barranco Randero.

La Asociación de Pozos de Vall de Uxó pudo aprovechar una de las tuberías de impulsión de la red de la cooperativa de riegos de dicha población, e hizo los *by-passes* necesarios para que pudiera utilizarse en sentido descendente y bajar el agua unos 5 km desde la Font de Sant Josep (la toma de agua se situó en el interior de la gruta Coves de Sant Josep). Desde entonces, siempre que no hay riego y hay sobrantes se llevan al pozo Rambleta 2, situado en el punto central de la zona identificada anteriormente como de infiltración preferente. Se trata de un pozo de los denominados “de caja” y el caudal que se introduce (entre 7000 y 8000 L/min), limitado por la capacidad de la tubería, se deja caer desde la parte superior del pozo. No se observó colmatación ni aumento de la altura del agua que, por tanto, se infiltra con gran rapidez.

Así, en 1987, que se produjeron lluvias importantes (139 mm en enero, 129 mm en octubre y 239 mm en noviembre), el agua recargada ascendió a $1 \times 10^6 \text{ m}^3$. Se verificó un importante descenso de la conductividad eléctrica, entre un 35-60%, hasta casi 500 m abajo agua del pozo de recarga, incluso en algunos pozos se registró un descenso mayor del 60%.

El sistema de recarga descrito se ha mantenido a lo largo de los años, aunque las cantidades recargadas han estado condicionadas por las precipitaciones. Así, en el invierno de 1989 se recargaron $2 \times 10^6 \text{ m}^3$, mientras que en los años 1993 y 1994 apenas se efectuó recarga debido a la falta de lluvias.

Sin embargo, estudiando la salinidad en ocho pozos que se encuentran en el área estudiada se observa una evolución ascendente desde el años 1981 al 1996, por lo que se consideró que la recarga era insuficiente para recuperar esta zona del acuífero, aunque sí permitió lograr unos

descensos muy significativos en los años de mayores precipitaciones (1989 y 1990), en los que tanto la recarga natural como la artificial fueron mayores y las extracciones descendieron.

El estudio concluye que la recarga es un método viable para mantener en explotación al menos los pozos de la zona central de la Rambleta, y que un aumento de la cantidad de agua recargada junto con la reducción de las extracciones que ha tenido lugar en la zona debido al abandono de ciertos pozos de riego por su salinización, a la construcción de pozos en el acuífero de borde, a la implantación del riego por goteo y al abandono de los pozos de aguas potables debido al aumento de los nitratos, se puede alcanzar un equilibrio que permita seguir explotando una parte importante de los pozos del acuífero.

6.3. Dispositivo de recarga

La construcción de las instalaciones de recarga utilizadas en esta investigación se inició en 2006 después de aprobarse el Proyecto de Obras de Regulación para la Recarga de los Excedentes Invernales del río Belcaire, en el término municipal de Vall de Uxó, por medio de la resolución de 8 de marzo de 2006 del Ministerio de Medio Ambiente. Esta obra estaba incluida en el Anexo II de la Ley 10/2001, de 5 de julio, del Plan Hidrológico Nacional, modificada por la Ley 11/2005, de 22 de junio, y en el Anexo IV, actuaciones prioritarias y urgentes en las cuencas mediterráneas, de la mencionada Ley 11/2005.

El agua utilizada en la recarga proviene del río Belcaire, cuando ocurren episodios de lluvias torrenciales. Fuera de estos periodos el cauce está seco y sólo presenta una corriente continua cuando llueve de forma intensa. En estos periodos, además del agua de lluvia, se suma al caudal que discurre por el cauce el drenaje procedente del manantial de Sant Josep. Esta agua de esorrentia es derivada, a través de un azud construido en el cauce, hacia una balsa de almacenamiento próxima a la población de Vall de Uxó (figura 6.1). Desde dicha balsa el agua es conducida mediante una tubería hacia dos pozos de recarga, denominados Recarga Este (RWE) y Recarga Oeste (RWW).

6.3.1. Instalaciones de superficie

El agua se toma en el cauce del río Belcaire mediante un azud de derivación, situado en la confluencia del barranco San José, por el este, y la rambla Cerverola, por el oeste (figura 6.2). Concretamente, en las siguientes coordenadas UTM (ETRS89 Zona 30N):

$$X = 730.200$$

$$Y = 4.409.950$$

El azud tiene una longitud de 26,8 m, una altura sobre el cauce de 2 m y una capacidad de admisión máxima de 4,4 m³/s (figuras 6.3 y 6.4). Desde este punto, y mediante una tubería de

acero helicosoldado de 967 m de longitud y 1.800 mm de diámetro, el agua es conducida a la balsa de almacenamiento, a la que accede por medio de un canal de 50 m de largo que, a su vez, enlaza con la tubería.



Figura 6.1. Esquema general de las instalaciones de recarga artificial



Figura 6.2. Cauce del río Belcaire en la confluencia del Barranco de San José y de la Rambla Cerverola



Figura 6.3. Azud de derivación en el cauce del río Belcaire



Figura 6.4. Azud de derivación y canal de toma de agua

La balsa de almacenamiento tiene una altura sobre los cimientos de 17 m y una altura máxima sobre el terreno de 8,8 m. La altura máxima de agua es de 12 m y presenta una superficie de 20 ha, con una capacidad de almacenamiento de 2 hm³ (figura 6.5). Se ubica en las coordenadas UTM:

$$X = 730.350$$

$$Y = 4.410.800$$

La balsa cuenta con dos salidas, una inferior y una toma flotante (figura 6.6), que se encuentran conectadas a una tubería de fundición dúctil, de 1.700 m de longitud y 400 mm de diámetro (figura 6.7), que transporta el agua hacia los dos pozos de inyección. En el proceso de recarga sólo se utiliza la salida inferior, que dispone de una malla de 20 mm, además de otra superpuesta de 5 mm. De la mencionada tubería, y en el entorno de los sondeos de recarga, parten dos derivaciones perpendiculares de 50 m de largo hacia cada uno de ellos. Las características de estas dos perforaciones se describen en el apartado siguiente.



Figura 6.5. Balsa de almacenamiento de los recursos excedentarios del río Belcaire



Figura 6.6. Salida inferior y dispositivo de la toma flotante de la balsa



Figura 6.7. Tubería de conducción

6.3.2. Pozos de recarga

Los dos sondeos de recarga se sitúan en el límite oeste de la zona denominada Rambleta, en el municipio de Vall de Uxó (figura 6.8), en las siguientes coordenadas UTM:

Pozo de Recarga Oeste (RWW): X: 740.047 Y: 4.411.934

Pozo de Recarga Este (RWE): X: 740.158 Y: 4.411.943

Las dos perforaciones son gemelas y están protegidas por sendas casetas de obra (figuras 6.9 y 6.10). Los detalles constructivos se reflejan en la figura 6.11. Las principales características son las siguientes:

- Profundidad: 100 m
- Diámetro de perforación: 500 mm
- Diámetro interior de entubación de PVC: 225 mm
- Filtro entre los metros 50 y 95
- Empaque de gravas entre 5 y 95 m.
- Las cotas topográficas del RWW y del RWE son 48,95 m s.n.m. y 46,48 m s.n.m., respectivamente. La profundidad de la lámina de agua fluctúa en torno a 40-43 m (RWE) y 43-46 m (RWW).



Figura 6.8. Vista del área de La Rambleta, con los pozos de recarga en su sector oeste (círculos rojos)



Figura 6.9. Aspecto exterior del pozo de Recarga Oeste (RWW)



Figura 6.10. Aspecto exterior del pozo de Recarga Este (RWE)

6.3.2.1. Desarrollo de los pozos de recarga

Con objeto de obtener una mayor capacidad para la admisión del agua de recarga, se ha llevado a cabo la limpieza y desarrollo de las perforaciones, consistente en someter a los sondeos a un bombeo con incremento paulatino de caudales hasta obtener agua clara, indicador de que el pozo se encuentra limpio y de que se han arrastrado los elementos finos de la formación acuífera, de manera que se consigue potenciar sus características hidrodinámicas.

Entre los días 8 y 11 de julio de 2013 se llevaron a cabo las operaciones de limpieza y desarrollo de los sondeos de recarga (figura 6.12). Para este cometido se instaló una bomba marca Grunfos, tipo SP 77-20, con una potencia de 100 CV, a 81 (RWW) y 87 (RWE) metros de profundidad. La bomba funciona con un grupo generador marca MECC-ALTE de 350 KVA y 630 CV. Como material auxiliar se contó con una sonda de medida de niveles piezométricos y un tubo de Pitot para la medición de los caudales de extracción. El diámetro de la tubería de extracción fue de 100 mm.

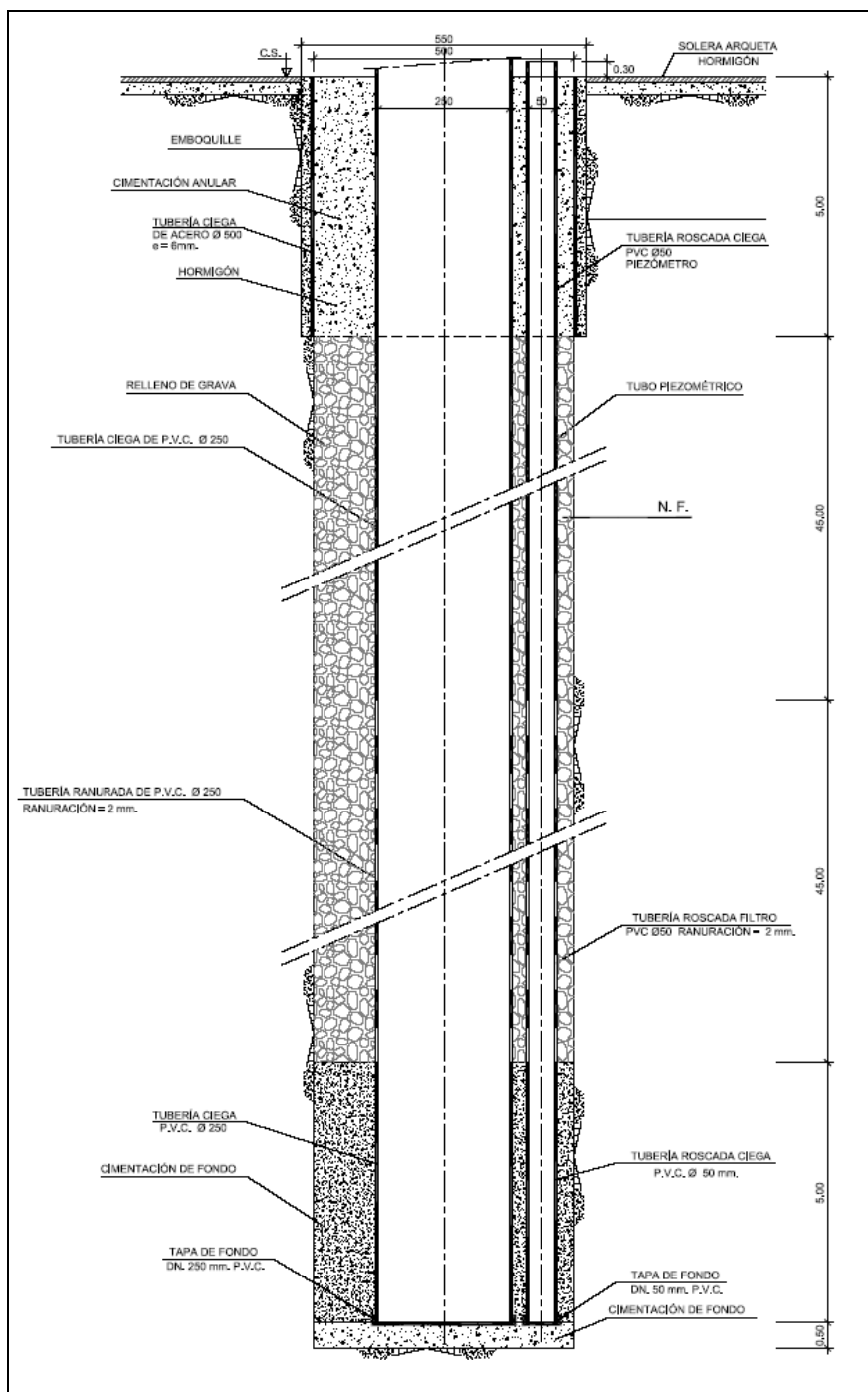


Figura 6.11. Croquis de los pozos de recarga



Figura 6.12. Operación de limpieza y desarrollo en el pozo de Recarga Oeste

A) Desarrollo del sondeo Recarga Oeste

En esta captación, después de someterla a secuencias de pistoneo, se bombeó con caudales de 10, 12,5 y 15 L/s, además de proceder a la lectura de las medidas de recuperación. La duración de los bombeos a los caudales indicados no ha sido la misma en todos los escalones ya que se han realizado hasta estabilizar el nivel, lo que se ha conseguido a los 30 minutos bombeando a 10 L/s y a las 5 horas con 12,5 L/s. Los descensos registrados fueron de 4,35 m y 6,21 m, respectivamente. Con un caudal de 15 L/s, el nivel descendió 16,78 m en la primera hora de bombeo, si bien en la segunda hora el descenso fue menor, 2,43 m, y en la tercera hora fue de 2,80 m. Por tanto, en las tres horas y media de bombeo tiene lugar una disminución significativa de los niveles, 22,76 m, y no se produce la estabilización de los descensos (figura 6.13).

Los datos de estos bombeos se tratarán en el apartado 6.6 para establecer los parámetros hidráulicos de la zona de recarga y en el apartado 6.7 para poder estimar las pérdidas de carga y las características del pozo a través de la fórmula general de descensos de Rorabaugh.

B) Desarrollo del sondeo Recarga Este

En esta perforación se han realizado bombeos escalonados a caudales crecientes (10; 12,5; 15 y 17,5 L/s) sin recuperación de niveles entre ellos. Para caudales de 10 y 12,5 L/s, los descensos se estabilizan en un corto periodo de tiempo, 30 y 45 minutos respectivamente. Con un caudal de bombeo de 15 L/s, el nivel no llegó a estabilizarse en el tiempo de bombeo de 55 minutos; por extrapolación se considera estabilizado con un descenso de 11,8 m y un tiempo de bombeo de 625 minutos (700 minutos desde el inicio del bombeo escalonado) (figura 6.14). Para un caudal de bombeo de 17,5 L/s el nivel descendió aproximadamente 0,5 m/hora entre las 7 y las 12h de iniciado el bombeo, a partir de este momento los niveles se desploman, finalizando el bombeo a las 14h, con un descenso total de 37,97 m, lo que supone una importante variación respecto al espesor saturado inicial, que pasaría de 42 m a 4 m. Después de esta bajada brusca de niveles, se redujo el caudal a 6,5 L/s, sin embargo, no se logró recuperar niveles anteriores, estabilizándose el descenso dinámico en torno a 17 m (figura 6.14). Esta importante anomalía no va a permitir estimar las características hidrodinámicas de la perforación en el apartado 6.7, y la única conclusión que se puede obtener es que el caudal mínimo de admisión está en torno a los 6,5 L/s.

6.3.2.2. Testificación geofísica de los pozos de recarga

Para conocer las características litológicas de los sondeos de recarga, durante el mes de junio de 2013 se llevó a cabo su estudio detallado mediante un equipo de testificación geofísica y reconocimiento videográfico Robertson Geologging modelo Logger System II (PCL2) montado sobre un vehículo marca Iveco (figura 6.15). La sonda geofísica empleada en este caso ha sido la ELGX que ha permitido medir los siguientes parámetros: radiación gamma natural (*Natural Gamma*), potencial espontáneo o autopotencial (*Self Potential*), y resistividades (*Normal Short Resistivity*, *Long Normal Resistivity* y *Single-Point Resistivity*).

Para el registro videográfico se ha empleado una videocámara sumergible a color marca Laval Underground Surveys, modelo R-10 Dual Cam, con doble objetivo (axial y lateral), capaz de girar 360°.

Los fundamentos y características técnicas de los registros geofísicos se describen en los siguientes apartados:

Natural Gamma: este registro mide la emisión gamma natural de la desintegración de los átomos de K, U y Th que se encuentran en los minerales de las formaciones geológicas atravesadas por el sondeo. Estos procesos de desintegración originan la emisión de radiación natural (partículas alfa, beta o gamma). El isótopo K_{40} está asociado generalmente a minerales de las arcillas, rocas ricas en feldespatos y micas, y sedimentos procedentes de su denudación, por lo que contribuye al conocimiento en detalle de la columna de materiales atravesada por el sondeo.

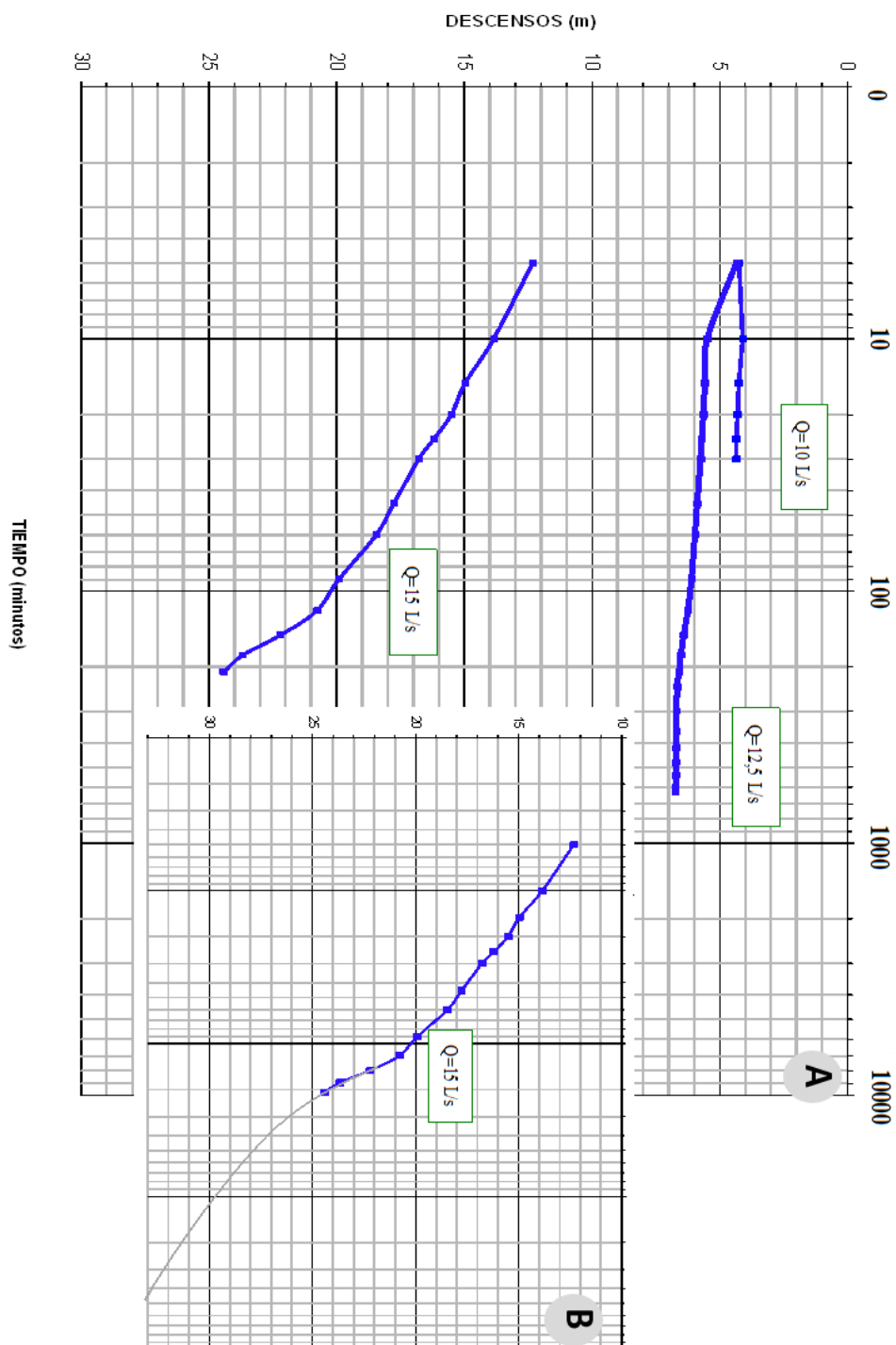


Figura 6.13.A) Descensos de nivel en el pozo de Recarga Oeste en un bombeo escalonado con recuperación a caudales 10 L/s, 12,5 L/s y 15 L/s. B) Ampliación del bombeo correspondiente a 15 L/s

Self Potential: es un registro del micro-voltaje o potencial que se genera de forma natural en las inmediaciones de los contactos litológicos como consecuencia de la migración de cargas producido en estas zonas por la electrocinesis.

Normal Short Resistivity, Long Normal Resistivity y Single-Point Resistivity: su fundamento de interpretación se basa en la respuesta que tienen las distintas formaciones geológicas al paso de la corriente eléctrica.

Registro videográfico: permite la visualización directa del interior del sondeo en toda su longitud. La imagen adquirida por la unidad de control es almacenada en un DVD grabador. El reconocimiento videográfico se realiza tanto en descenso como en ascenso de la cámara, a velocidad variable dependiendo de los objetivos y tramos inspeccionados.

Los perfiles de estos parámetros medidos en la testificación geofísica (figura 6.16) corresponden en general a litologías de arcillas, arenas y gravas en capas alternantes y con una distribución muy heterogénea, que se corresponden con los sedimentos de carácter detrítico que constituyen el acuífero de la Plana de Castellón.

La interpretación anterior es válida hasta los 87 m, profundidad en la que se obtiene un incremento apreciable del gamma natural pero sin cambios en la resistividad, lo que abre la posibilidad a que estos materiales correspondan a otro tipo de formaciones, en concreto a las arcillitas del Buntsandstein que contienen una apreciable cantidad de micas (moscovita).

Por tanto, y basándonos en la interpretación de los valores de la radiación gamma natural, la columna litológica sintética de las perforaciones sería la de una secuencia de sedimentos detríticos compuestos por capas alternantes de arcillas y gravas hasta los 87 m. A partir de esta profundidad se encontrarían arcillitas con niveles de areniscas de la facies Buntsandstein. No obstante dentro del primer tramo litológico se pueden diferenciar tramos de mayor interés hidrogeológico como los siguientes:

- Sondeo RWW: 42-46 m, 51-74 m y 76-86 m
- Sondeo RWE: 41-48 m, 63-68 m, 73-77 m, 79-81 m y 84-87 m

Por otra parte, con el reconocimiento videográfico de los sondeos se ha comprobado la presencia de la tubería de PVC y la situación de los filtros, que se corresponde con el proyecto de ejecución de la obra, así como el buen estado general de los pozos.

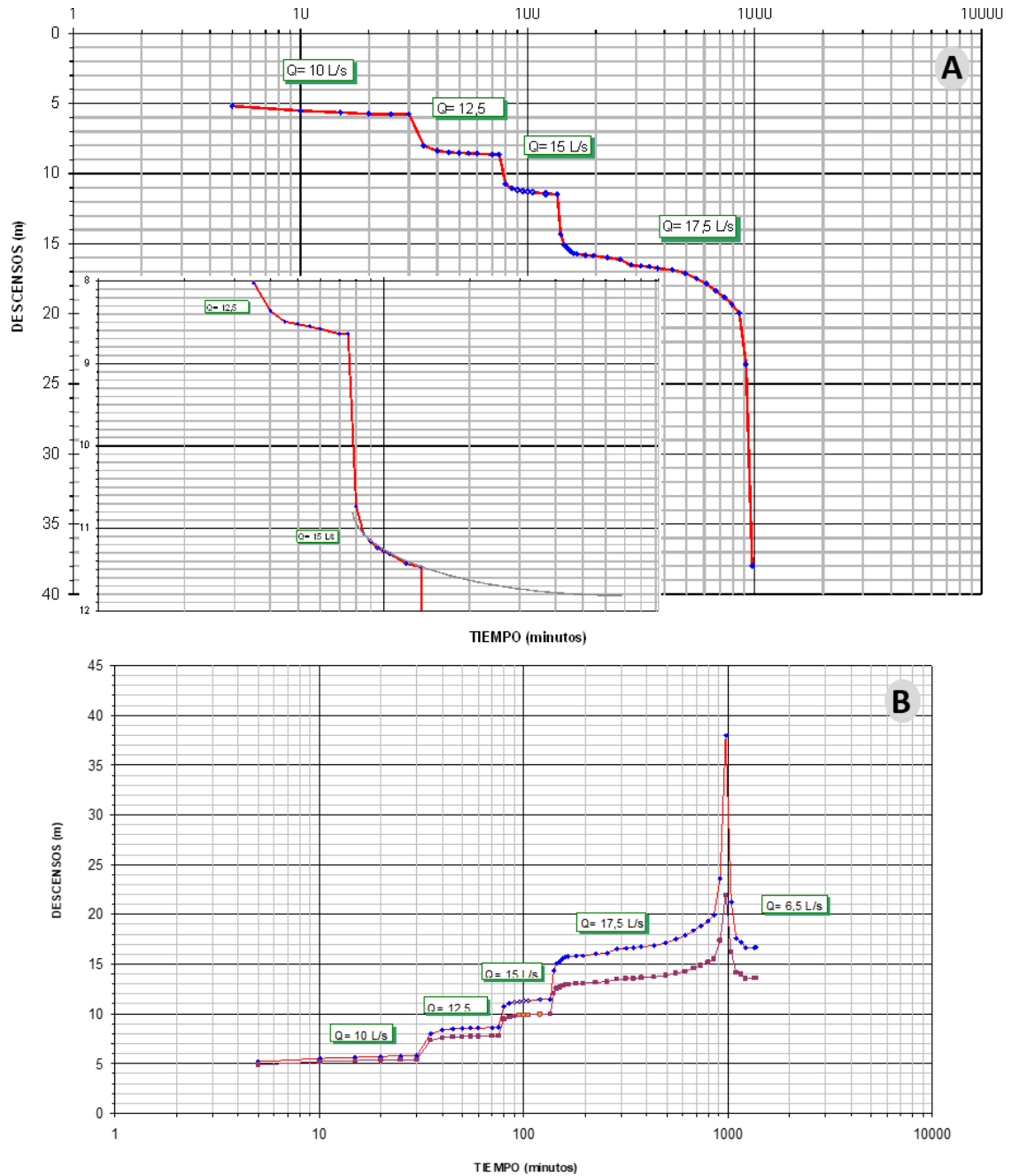


Figura 6.14. A) Descensos de nivel en el pozo de Recarga Este en un bombeo escalonado sin recuperación a caudales 10 L/s, 12,5 L/s, 15 L/s, 17,5 L/s y 6,5 L/s. B) Descensos aplicada la corrección de Dupuit



Figura 6.15. Unidad de reconocimiento de sondeos y sondas geofísicas entrando en el pozo de Recarga Este (RWE)

6.4. Red de control de la recarga artificial

La experiencia de recarga artificial tuvo lugar entre el 18 de noviembre de 2013 y el 12 de mayo de 2014. Durante este periodo y hasta octubre de 2014 (cinco meses después de parar la recarga), siguió en funcionamiento la red de control general de la Rambleta (apartado 3.1), formada a partir de noviembre de 2013 por 32 puntos (34 puntos de control menos los dos pozos de recarga). Además, para el seguimiento detallado del efecto de la recarga se constituyó una red de control específica formada por tres piezómetros (W1, W2 y W3), construidos específicamente para el proyecto, y por los pozos de control R6 (Rambleta 2), R8 (Rambleta 5), R12 (Primitiva), R15 (Rambleta 6) y R37 (Garrofera), que pertenecen a la red general de La Rambleta (tabla 3.1 y figura 3.1) pero que una vez iniciada la recarga se controlarán con mayor frecuencia. El W1 se sitúa a 78 m del RWE, el W2 a 84 m del RWW y el W3, que se ubica entre los dos pozos de recarga, a 51 m del RWW y a 59 m del RWE (figura 6.17). El R12 se encuentra a 330 m de RWE, el R37 se sitúa a 450 m, el R6 a 1.085 m, el R15 a 1.160 m y el R8 a 1.420 m.

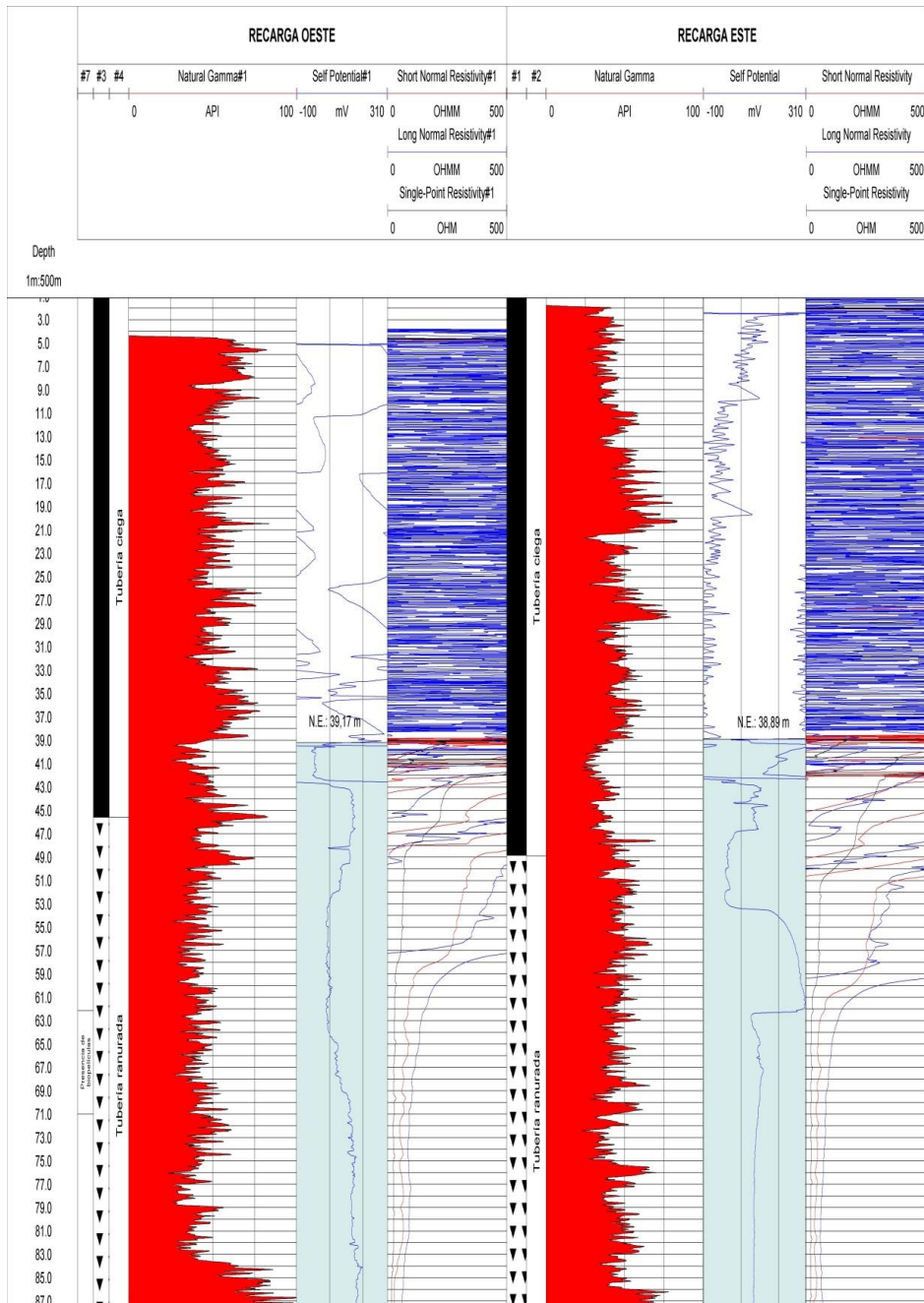


Figura 6.16. Registros geofísicos de los sondeos de recarga: Natural Gamma, Self Potential, Normal Short Resistivity, Long Normal Resistivity y Single-Point Resistivity. Las profundidades indicadas, tanto en la escala vertical como los datos de niveles piezométricos, tienen un desfase respecto a la profundidad del suelo de 3,5 m en el RWW y de 1,5 m en el RWE

La frecuencia en el control ha sido diferente según la fase de la recarga y según la situación de los piezómetros. Así, W1, W2 y W3 se han controlado con más frecuencia que el resto. En ellos, se realizaron controles diarios en las primeras 96 horas, entre dos y cuatro controles semanales hasta finalizar diciembre, semanales hasta junio de 2014 y mensuales hasta enero de 2015; la última campaña fue en abril de 2015. El control ha consistido en la medida de niveles piezométricos, toma de muestras para análisis de cloruros, nitratos e isótopos estables del agua (deuterio y oxígeno-18) y realización de perfiles verticales de CE y temperatura. El pozo R37 se ha controlado mensualmente y a partir de mayo de 2014 con la misma frecuencia que los otros tres piezómetros (W1, W2 y W3). A los pozos R6, R8, R12 y R15 se les ha realizado un control mensual. Cada dos meses se ha tomado muestra para el análisis de mayoritarios en W1, W2, W3, R15 y R37. Asimismo, los piezómetros W1, W2 y W3 están equipados con *divers* programados para registrar cada hora la CE, la temperatura y el nivel piezométrico, mientras que en R12 se ha instalado un Baro Diver para realizar la corrección de la presión atmosférica. Finalmente, los pozos de recarga se han controlado desde que finalizó la recarga con la misma cadencia que W1, W2 y W3. Un resumen de los controles realizados dentro de la red específica de recarga se detalla en la tabla 6.1.

La metodología de toma de muestras es similar a la indicada en el apartado 4.1 así como el análisis de iones mayoritarios en el control bimestral. Las muestras de cloruros y nitratos en el resto de muestreos se han analizado en los laboratorios del IUPA. Para la determinación del cloruro se ha utilizado el método volumétrico con AgNO_3 . Los nitratos se han determinado por espectrometría de UV-VIS. Por su parte, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ han sido analizados en la Universidad de Málaga con un analizador isotópico compacto de la marca PICARRO (Sunnyvale CA, EEUU) y modelo CRDS L1102-i con automuestreador, idéntico al descrito por Gupta et al. (2009). Para el post-procesado de los datos originales se ha utilizado el software CHEMCORRECT desarrollado por la propia compañía que suministra el equipo. Los datos obtenidos se refirieron a los estándares internacionales (V-SMOW, Viena Standard Mean Ocean Water), proporcionados por la Agencia Internacional de la Energía Atómica (AIEA). La precisión de las medidas es de $\pm 0,1\%$ para $\delta^{18}\text{O}$ y de $0,5\%$ para $\delta^2\text{H}$.

6.4.1. Piezómetros de control de la recarga

La perforación de los piezómetros W1, W2 y W3 se llevó a cabo en octubre de 2013 a rotoperforación con una máquina Zahorí 1206. La perforación del W1 se realizó con los siguientes diámetros: 311 mm hasta los 4 m, 254 mm hasta los 60 m y 172 mm hasta una profundidad de 72 m. Se instaló una tubería de 180 mm hasta los 60 m de profundidad, ranurada desde el metro 18 al 60.

Los diámetros de perforación de W2 son idénticos al W1: 311 mm (0-6m), 254 mm (6-60m) y 172 mm (60-67 m). Del mismo modo, se instaló una tubería de diámetro de 180 mm hasta el metro 59 y ranurada desde el metro 18 hasta el final. En el W3 se perforaron 100 m con los siguientes diámetros: 311 mm (0-71m), 220 mm (71-82m) y 172 mm (82-100 m), y se instaló una

tubería ranurada en toda su longitud de 260 mm de diámetro desde el suelo hasta los 70 m y de 180 mm hasta los 82 m. Por tanto, la profundidad final de los piezómetros ha sido de 60 m (W1), 59 m (W2) y 82 m (W3).

Tabla 6.1. Número de medidas de niveles piezométricos y de análisis de cloruros, nitratos, isótopos del agua e iones mayoritarios obtenidas en la red específica de recarga desde el inicio de la inyección hasta abril de 2015

	Nivel piezométrico	Cloruros	Nitratos	Isótopos (^2H y ^{18}O)	Perfiles CE y T ^a	Mayoritarios
W1	53	50	50	46	53	8
W2	55	50	49	46	53	8
W3	52	49	49	46	53	6
RWW	18	15	15	14	18	4
RWE	17	15	15	14	18	4
R37	24	27	18	14	25	7
R15	14	5	4	3	14	7
R12	48	4	3	3	14	3
R6, R8	14	4	3	3	14	7, 3
Total	295	219	206	189	262	57

6.4.1.1. Columnas litológicas de los piezómetros de control

La secuencia litológica de los tres piezómetros se ha establecido a partir de las muestras tomadas durante la perforación y de los datos obtenidos en las testificaciones geofísicas realizadas en mayo y junio de 2014. El equipo utilizado en la testificación es el mismo que el descrito en el apartado 6.4.2.2, registrándose los parámetros: *Natural Gamma*, *Self Potential*, *Normal Short Resistivity*, *Long Normal Resistivity* y *Single-Point Resistivity*, así como el registro videográfico. En las diagráfias geofísicas se diferencian los siguientes tramos de mayor interés hidrogeológico:

- W1: 42-60 m
- W2: 48-59 m
- W3: 45-70 m y 75-80 m

La secuencia litológica de la zona de recarga, sintéticamente, correspondería a sedimentos detríticos compuestos por capas alternantes de arcillas y gravas hasta los 82 m. En las figuras 6.18, 6.19 y 6.20 se detallan las columnas litológicas de los tres piezómetros de control. En la zona saturada se distingue en el W1 alternancia de niveles arcillosos con tramos de gravas con arcillas (42-45 m y 50-60 m). En el W2 se observan arcillas con cantos, y gravas gruesas con arcilla y gravas entre los metros 49 y 59. Por su parte, en el W3, se alternan capas de arcillas, gravas arcillosas (52-55 m) y gravas arenosas (55-82 m).

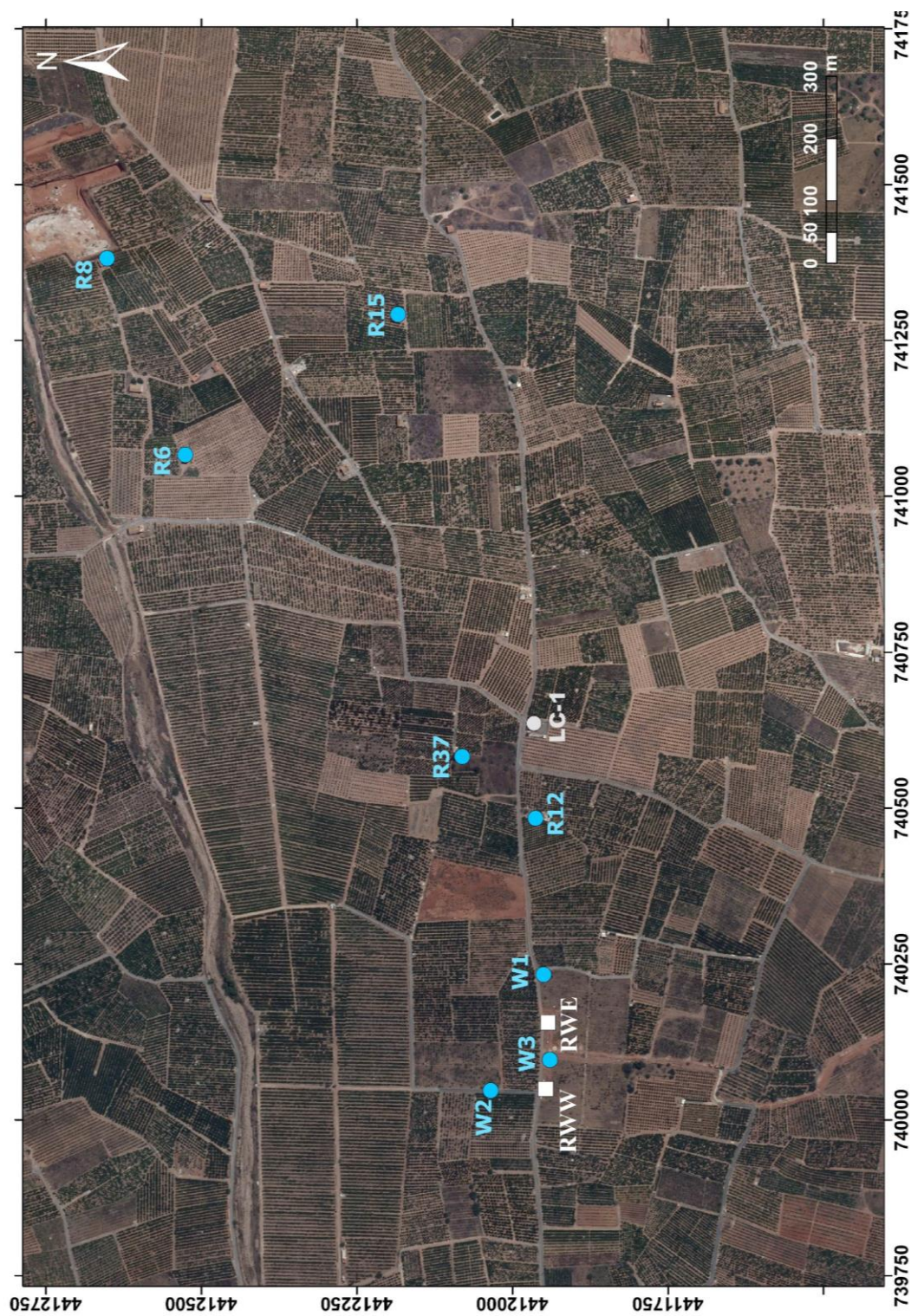


Figura 6.17. Localización de los puntos de control W1, W2, W3, R6, R8, R12, R15 y R37

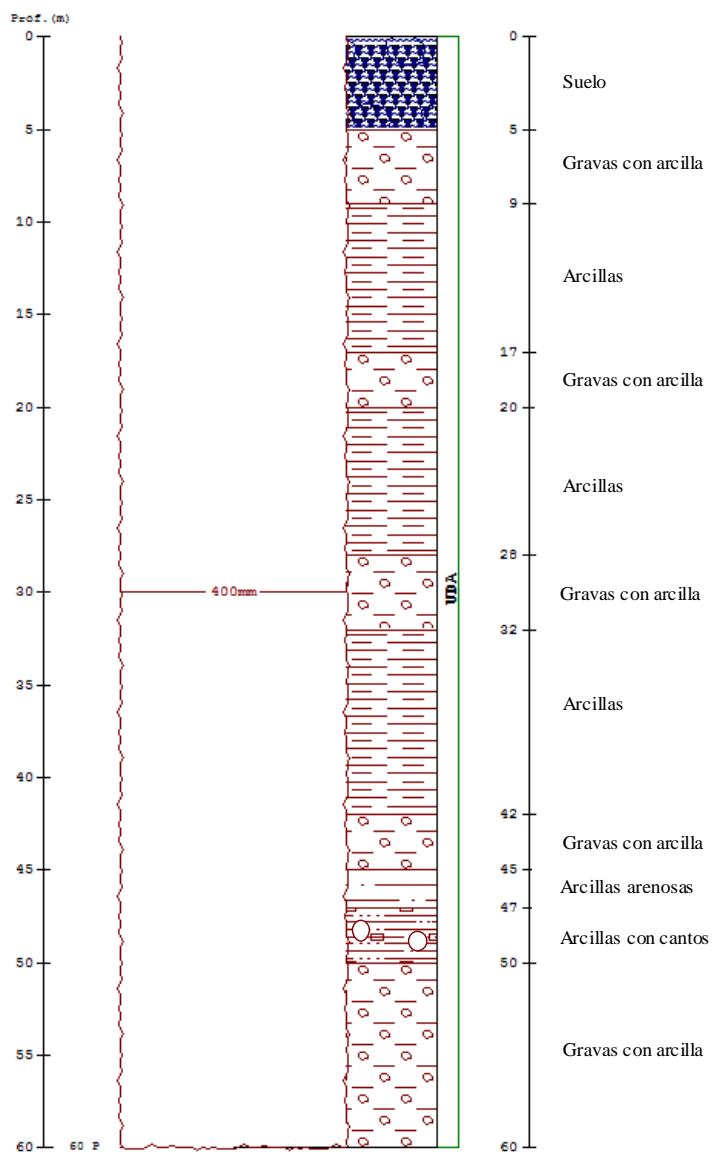


Figura 6.18. Columna litológica del piezómetro W1

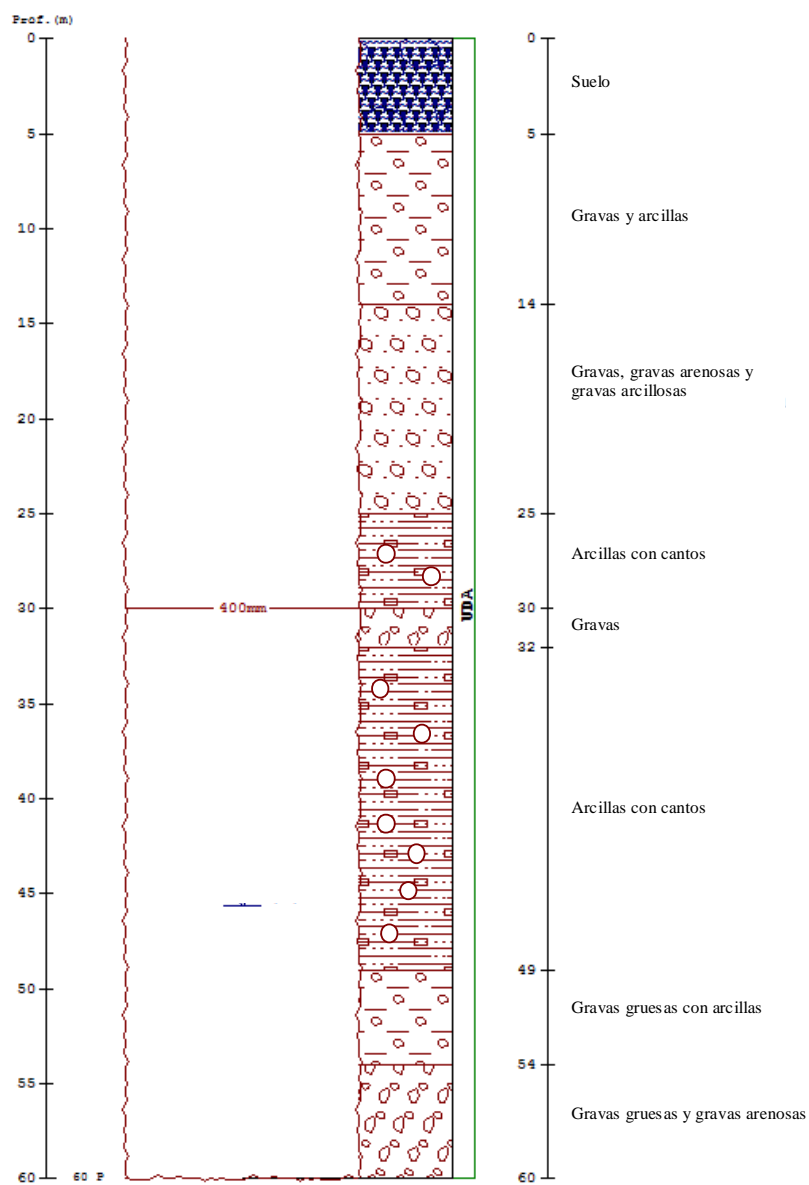


Figura 6.19. Columna litológica del piezómetro W2

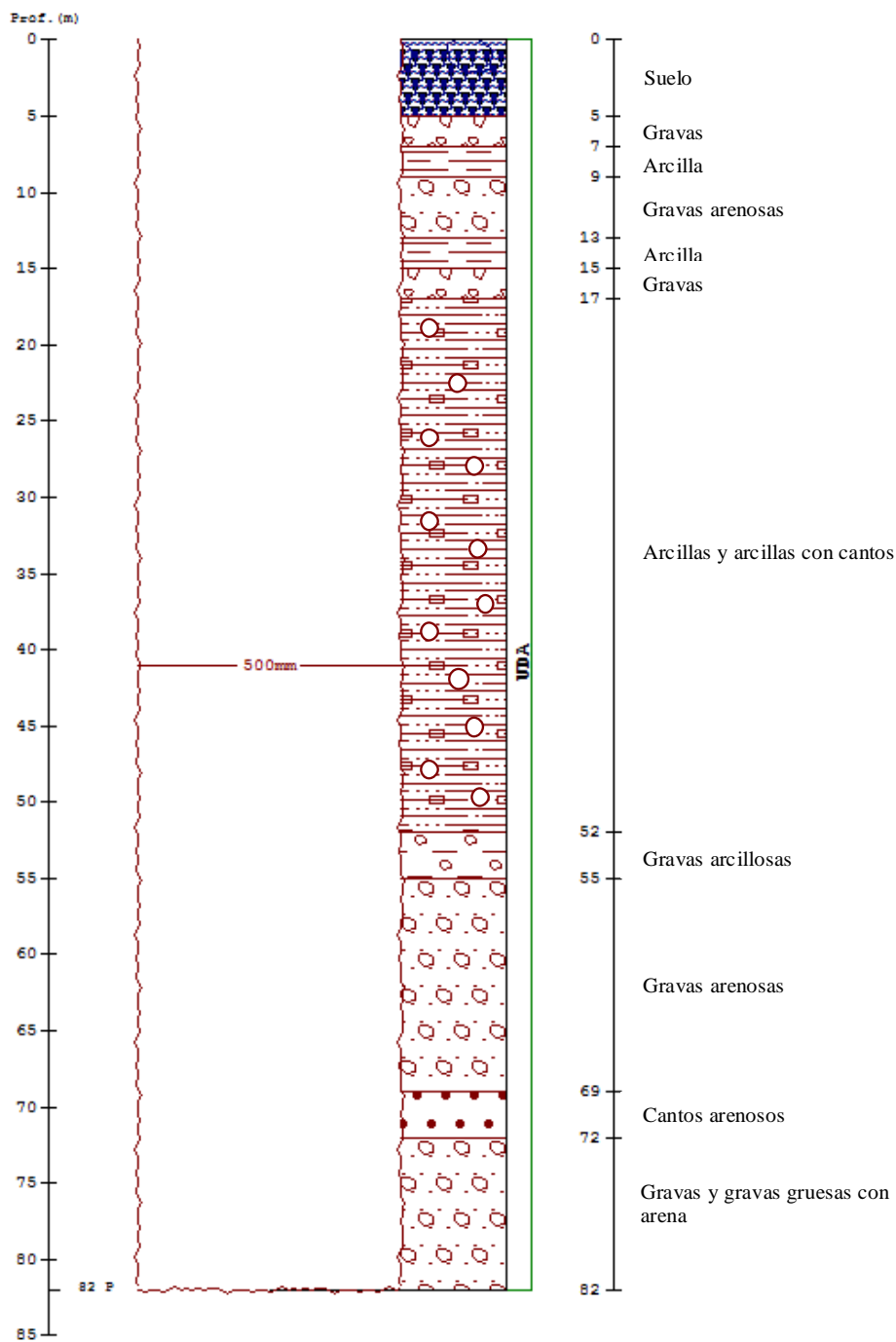


Figura 6.20. Columna litológica del piezómetro W3

6.5. Cálculo de parámetros hidráulicos del área de recarga

Para conocer las características hidrogeológicas del sector del acuífero donde se realiza la actuación de recarga se deben determinar sus parámetros hidráulicos, conductividad hidráulica o permeabilidad (K), transmisividad (T) y coeficiente de almacenamiento (S). El método estándar para conocer las características hidráulicas de los acuíferos así como el grado de perfección del acabado de las captaciones de aguas subterráneas son los ensayos de bombeos. Considerando las mismas bases teóricas, también se pueden realizar los mismos cálculos en ensayos de inyección.

La teoría de los ensayos de bombeo (o inyección) se basa en las leyes fundamentales de la hidráulica en medios porosos. Estas leyes resultan de la aplicación de la ley de Darcy en medios porosos al teorema de la continuidad. En el caso concreto de los ensayos de bombeo se estudia el movimiento del agua en el acuífero, como consecuencia de una depresión del nivel piezométrico en un punto (o ascenso en el caso de los ensayos de inyección), causada por un bombeo (o inyección) en un pozo. Para la resolución de la ecuación fundamental de la hidráulica pueden admitirse muchas simplificaciones, siempre y cuando que la realidad física del ensayo las respete. Atendiendo a las diversas simplificaciones se llega a los diversos casos particulares de la metodología de interpretación de ensayos de bombeo (Villanueva e Iglesias 1984).

En nuestro caso contamos con los datos obtenidos en las operaciones de desarrollo de los pozos Recarga Este y Oeste, y en los generados en la propia experiencia de recarga. En cuanto al primer caso, no se trataba de ensayos de bombeo como tales y por lo tanto, no se ha contado con las condiciones óptimas para la realización de este tipo de ensayos. Sin embargo, el análisis de los resultados han tenido en cuenta estas limitaciones. Por su parte, el ensayo de inyección tiene lugar en los primeros 21 días de recarga, durante los cuales se puso en funcionamiento únicamente el RWW. Durante este periodo se cuenta con los datos del caudal de inyección y con los niveles piezométricos de los puntos de control W1, W3 y W2, situados, respectivamente, a 51 m y 187 m en dirección este y a 84 m en dirección norte del RWW.

El procesamiento de los datos se realiza con métodos gráficos soportados en el programa Excel, siguiendo las técnicas de evaluación y los métodos de Villanueva e Iglesias (1984). Paralelamente, se han llevado a cabo los mismos cálculos con el programa PIBE 3.0 para la interpretación automática de ensayos de bombeo. La ventaja que ofrece este programa es que no es necesario haber llevado un régimen determinado de bombeo sino que basta con incluir los caudales de explotación (cualquier régimen) y/o recuperación y los pares de valores disponibles de tiempo-descenso. En todos los casos se ha trabajado aplicando métodos de régimen variable, es decir, aquellos en los cuales se interpreta la evolución de niveles a lo largo de la prueba.

La aplicación PIBE permite la interpretación de los ensayos de bombeo por el método de Theis, Hantush (para acuíferos semiconfinados), si bien este método no se ha utilizado puesto que su esquema general es la existencia de un acuífero superior bien alimentado, debajo de él un paquete semipermeable y debajo de éste el acuífero semiconfinado, lo que no se corresponde con nuestro sistema, y Neuman (acuíferos con drenaje diferido). También incluye la corrección de Dupuit para acuíferos libres, así como otros condicionantes hidráulicos que pueden influir en la

explotación de los sondeos: presencia de barreras, acuíferos estratificados, pérdidas de carga, existencia de otros bombeos, etc. Por otra parte, el PIBE permite un ajuste fino manual de los resultados automáticos dados por el programa.

En el procesamiento de datos con gráficos Excel, se ha aplicado el método de Jacob, que es una particularización del método de Theis para valores de la función auxiliar u ($u=r^2S/4Tt$) menores que 0,03 (Villanueva e Iglesias 1984). Esta condición ($u<0,03$), como se ha comprobado cuando se obtienen los valores de T y de S , se cumple en nuestros ensayos. De este modo, se parte para el cálculo de la T y la S de la expresión de Jacob:

$$d = 0,183 \frac{Q}{T} \lg (2,25Tt/r^2S) \quad (\text{Ec.1})$$

donde d es el descenso en un punto situado a la distancia r del pozo de bombeo, Q es el caudal de bombeo constante, T la transmisividad del acuífero, S el coeficiente de almacenamiento del acuífero y t el tiempo transcurrido desde que se inició el bombeo.

En nuestro caso, además, consideramos para los descensos la corrección de Dupuit para acuíferos libres, que consiste en aplicar al descenso observado (d) la siguiente fórmula:

$$d - d^2/2H_0 \quad (\text{Ec. 2})$$

dónde H_0 es el espesor saturado inicial del acuífero. A partir de este momento, los descensos serán en todos los casos descensos corregidos y de denominaran igualmente d .

El método de cálculo se basa en aplicar los pares de valores descenso-tiempo en un gráfico semilogarítmico, situando en ordenadas la depresión (del pozo de bombeo y/o del piezómetro de observación) desde el inicio del bombeo en metros y en abscisas (escala logarítmica) los tiempos desde el inicio de la prueba, en minutos. Después se ajusta una recta a los puntos obtenidos. Normalmente se puede ajustar la recta a partir de un cierto tiempo t' , que es el momento a partir del cual es válido Jacob. La transmisividad se calcula a partir de la pendiente de la recta obtenida:

$$m = \Delta d = 0,183 \frac{Q}{T} \quad (\text{Ec. 3})$$

El coeficiente de almacenamiento S no puede obtenerse con los datos del pozo de bombeo debido a que las pérdidas de carga en el pozo falsearían los resultados. Además, dado que S es un parámetro del acuífero que depende del agua que cede éste en su vaciado, no tiene sentido físico sacarlo de un punto (el pozo de bombeo) sin interpolar los resultados de dicho vaciado con un punto de observación con el que pueda interpretarse al menos un tramo del acuífero (Villanueva

e Iglesias 1984). Consecuentemente, se debe realizar el procedimiento comentado con los datos obtenidos en los piezómetros. Como ya se ha indicado (Ec. 3), la T se calcula a partir de la pendiente de la recta ajustada y para obtener el coeficiente de almacenamiento, hay que medir el valor de t en el punto donde la recta ajustada corta al eje de abscisas (t_0) y la S se obtiene de la relación:

$$t_0 = r^2 S / 2,25T \quad (\text{Ec. 4})$$

Respecto a las unidades, T se expresa en $\text{m}^2/\text{día}$, r en metros y t_0 debe ponerse en días.

También se ha determinado la T utilizando el método de recuperación de los niveles, que consisten en efectuar las interpretaciones del ensayo a partir de los datos que se obtienen una vez que el pozo detiene su extracción de agua. A partir de la parada, los niveles empiezan a subir, hasta recuperar total o parcialmente el nivel inicial. Se analiza, por tanto, la evolución del ascenso de niveles posteriores a la parada.

El cálculo de la T es similar al comentado anteriormente; así, considerando la simplificación de Jacob, se representan en gráficos semilogarítmicos los descensos residuales d_r , que es la diferencia entre el nivel estático anterior a iniciar el bombeo y el nivel que se mide en el tiempo t_g , que es el tiempo genérico desde que se inició el bombeo y que será la suma de t (tiempo que duró el bombeo) y t' (tiempo que ha transcurrido desde que se paró el bombeo) (Villanueva e Iglesias 1984). La T se obtiene directamente de la pendiente de la recta que se forma al representar en gráfico semilogarítmico los descensos residuales y la relación $t+t'/t'$, considerando la simplificación de Jacob:

$$T = 0,183 Q / \Delta d \quad (\text{Ec. 5})$$

En la tabla 6.2 se detallan los resultados obtenidos con los diferentes modos de cálculo (gráficos Excel y programa PIBE) y los métodos aplicados (recuperación, Theis-Dupuit, Jacob-Dupuit, etc.). En el RWW se ha calculado la T a partir de tres ensayos de recuperación siguiendo el método comentado anteriormente (figura 6.21). En el ensayo de recuperación 1 y 2 no se ha bombeado anteriormente a caudal constante y se ha aplicado un caudal promedio. En la tabla 6.2 se expone en el apartado de observaciones el caudal promedio, el tiempo de bombeo y el tiempo de recuperación. También se ha calculado la T con la aplicación PIBE utilizando los métodos de interpretación de Theis-Dupuit y Neuman, con los datos de bombeo que se detalla de la tabla 6.2 (columna *tipo cálculo*) y en figura 6.22. En todos los casos cuando se usa el programa PIBE, se han procesados los datos sin aplicar y aplicando la opción de simular la pérdida de carga. Los coeficientes de la pérdida de carga (n y B) que se han introducido en el PIBE son los calculados al aplicar los ensayos de bombeo escalonados para obtener la ecuación general de descensos de

Rorabaugh ($n=6,62$ y $B=6,06$ E-20) (apartado 6.7). Los resultados obtenidos apenas varían dependiendo del método de simulación aplicado (Theis-Dupuit y Neuman) y se ajustan bien a los descensos para el caudal de 12,5 L/s y al periodo de recuperación, no ajustándose del mismo modo para los caudales de 13,5 y 15 L/s. La aplicación de la pérdida de carga supone un aumento de la T de 200 m²/día a 230 m²/día.

En el RWE no ha tenido lugar el ensayo de bombeo en las condiciones suficientes para aplicar el procesamiento de datos con gráficos Excel. Sin embargo, se ha podido aplicar el programa PIBE ya que permite incluir diferentes caudales de explotación. El régimen de bombeo se detalla en la tabla 6.2 (columna *tipo cálculo*). En este caso se ha aplicado el método Theis con la corrección de Dupuit y Neuman, y del mismo modo que en el caso anterior, se han comparado los resultados aplicando o sin aplicar la opción *pérdida de carga* del programa. El mejor ajuste se obtiene aplicando el método Theis-Dupuit, si bien no se consigue para el caudal de 17,5 L/s y el periodo de recuperación (figura 6.23). La pérdida de carga se simula con los coeficientes n y B ($n=6,62$ y $B=2,54$ E-20) obtenidos con el programa PIBE al introducir los datos de los ensayos de bombeo escalonados. La T obtenida es de 135 m²/día.

En cuanto a la prueba de recarga, como ya se ha comentado, se han utilizado los datos de ascensos en los piezómetros (W1, W2 y W3) en los primeros 21 días de inyección, del 18 de noviembre al 9 de diciembre de 2013, periodo en el que únicamente estuvo operativo el RWW. Los niveles se han registrado de forma automática con una cadencia de una hora, excepto en el caso de W2, que el *diver* presentó problemas de funcionamiento en este periodo de recarga. En este caso sólo se cuenta con datos manuales tomados diariamente. Con estas premisas, se ha calculado la T y la S con los métodos descritos en Villanueva e Iglesias (1984) en soporte Excel y con el programa PIBE. En las figuras 6.24 y 6.25 se representan los gráficos obtenidos para el W1, y en las figuras 6.26 y 6.27 se representan los gráficos correspondientes al piezómetro W2.

Considerando que los resultados obtenidos de los piezómetros caracterizan de mejor forma las características hidráulicas (además de ser el único modo de cálculo del parámetro S), y que los ensayos con los piezómetros W1 y W3 parten de mejores datos de partida para los cálculos, se define la transmisividad que caracteriza nuestra zona de estudio dentro del rango de 250-300 m²/día y el coeficiente de almacenamiento entre 0,015-0,05 (tabla 6.2), lo que corresponde a un acuífero libre con transmisividad media (Villanueva e Iglesias 1984). Por su parte, el valor estimado de la permeabilidad varía entre 6,25 y 7,50 m/día, con un espesor medio del acuífero de 40 m.

Tabla 6.2. Valores de T y S obtenidos a partir de los ensayos de bombeo de los pozos de Recarga Oeste y Este, y de la experiencia de recarga en el pozo de Recarga Oeste

DESARROLLO POZOS RECARGA OESTE Y ESTE							
POZO BOMBEO	TIPO CÁLCULO	PIEZÓMETRO	T	S	Observaciones	T	
OESTE (RWW)	Gráficos semilogarítmicas en Excel	Recuperación 1	260	-	$Q_{prom}= 13,43 \text{ L/s}$; 210 min; 20 min	200-230	
		Recuperación 2	145	-	$Q_{prom}= 12,92 \text{ L/s}$; 735 min; 15 min		
		Recuperación 3	175	-	$Q = 15 \text{ L/s}$; 210 min; 60 min		
	PIBE; Datos de bombeo aplicados: $Q=12,5 \text{ (L/s)}$ 630 min; $13,5 \text{ (L/s)}$ 30 min; 15 (L/s) 45 min; recuperación 15 min	Theis-Dupuit	200	-	Sin Pérdida de carga; segundo valor de T si se ajusta para 15 L/s		
		Neuman	180	-			
		Theis-Dupuit	230	-	Aplicamos Pérdida de carga; no ajusta bien para caudal 15 L/s		
		Neuman	230	-			
	PIBE; Ensayo con $Q=10 \text{ (L/s)}$ 30 min; $12,5 \text{ (L/s)}$ 45 min; 15 (L/s) 60 min; $17,5 \text{ (L/s)}$ 900 min; $6,5 \text{ (L/s)}$ 330 min; recuperación 15 min	Theis	95	-	Sin Pérdida de carga; no ajusta bien para caudal 17,5 L/s y recuperación		
		Theis-Dupuit	110	-			
		Neuman	110	-			
Theis		120	-	Aplicamos Pérdida de carga; no ajusta bien para caudal 17,5 L/s y recuperación; mejor ajuste con método de Theis y corrección de Dupuit			
Theis-Dupuit	135	-					
	Neuman	120	-				
ESTE (RWE)						135	
RECARGA 18/11/2013 9:00 h_ 9/12/2013 12:45h (POZO RECARGA OESTE)							
POZO RECARGA	TIPO CÁLCULO	PIEZÓMETRO	T	S	Observaciones	T	
OESTE (RWW)	Gráficos semilogarítmicas en Excel	Jacob	290	0,015	$Q_{prom}= 15,60 \text{ L/s}$	285 / 0,015	
		Jacob-Dupuit	290	0,015			
		Theis	280	0,016			
	PIBE	Theis-Dupuit	275	0,016			
		Jacob	225	0,068	$Q_{prom}= 15,60 \text{ L/s}$		
		Jacob-Dupuit	215	0,072			
	PIBE	Theis	190	0,085			200 / 0,08
		Theis-Dupuit	175	0,089			
	Gráficos semilogarítmicas en Excel	Jacob	350	0,026	$Q_{prom}= 15,60 \text{ L/s}$		320 / 0,03
		Jacob-Dupuit	350	0,026			
Theis		290	0,042				
Theis-Dupuit		290	0,04				

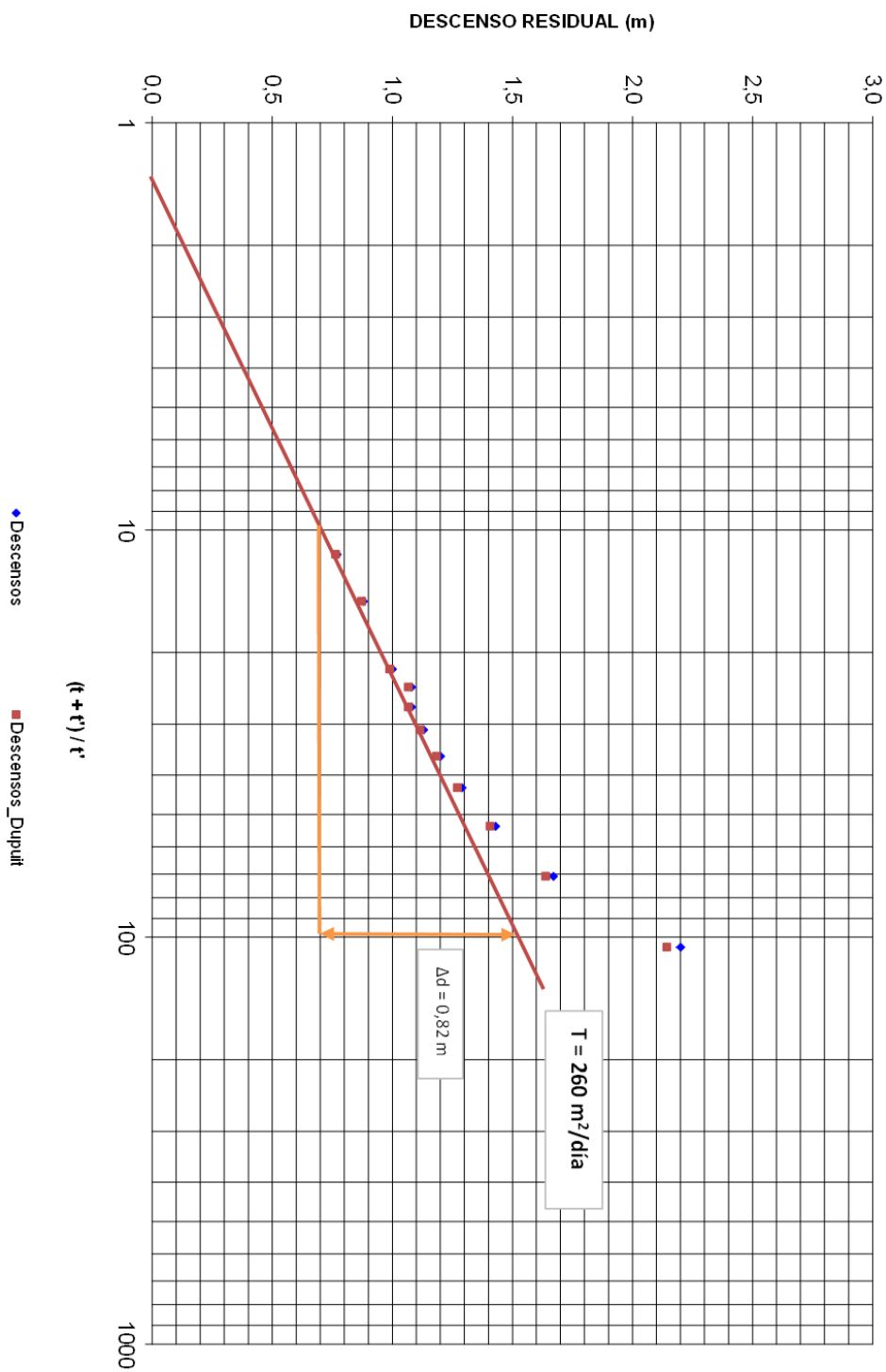


Figura 6.21. Recta $d_r - (t+t')/t''$ para el ensayo de recuperación 1 en el pozo de Recarga Oeste

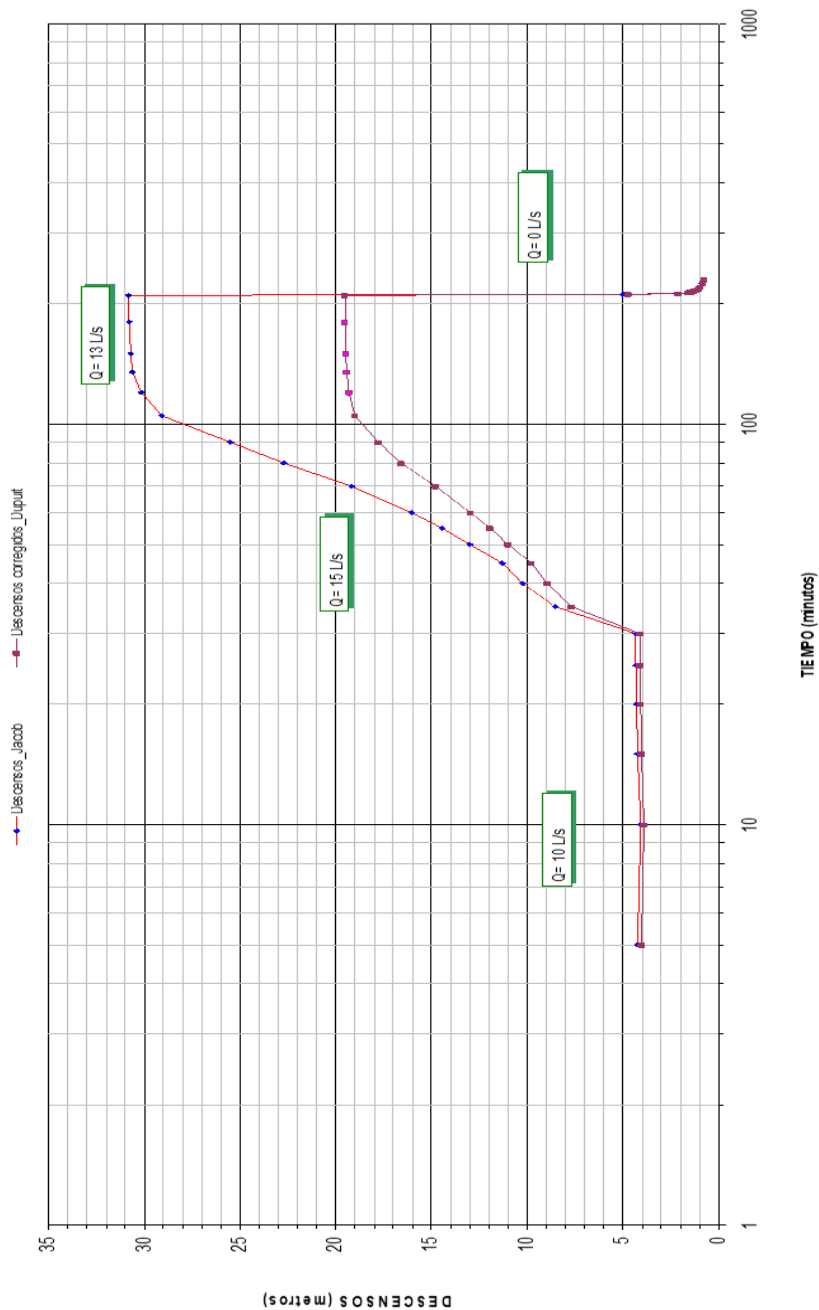


Figura. 6.22. Descensos en el ensayo de bombeo escalonado con caudales de 10 L/s, 15 L/s y 13 L/s, y ensayo de recuperación final en el pozo de Recarga Oeste

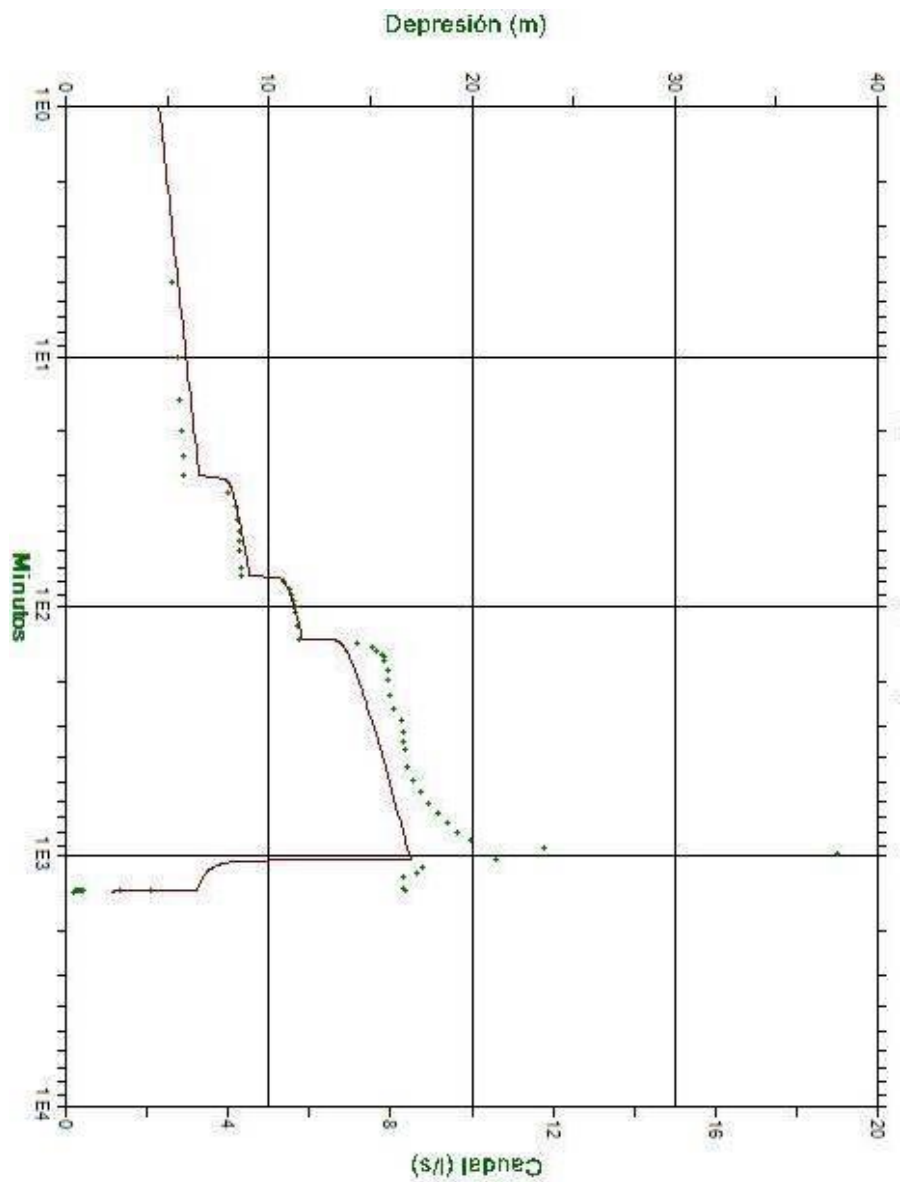


Figura 6.23. Salida gráfica del programa PIBE para el pozo de Recarga Este con el método Theis, aplicada la corrección de Dupuit y la pérdida de carga ($n=6,62$ y $B=2,54$ E-20)

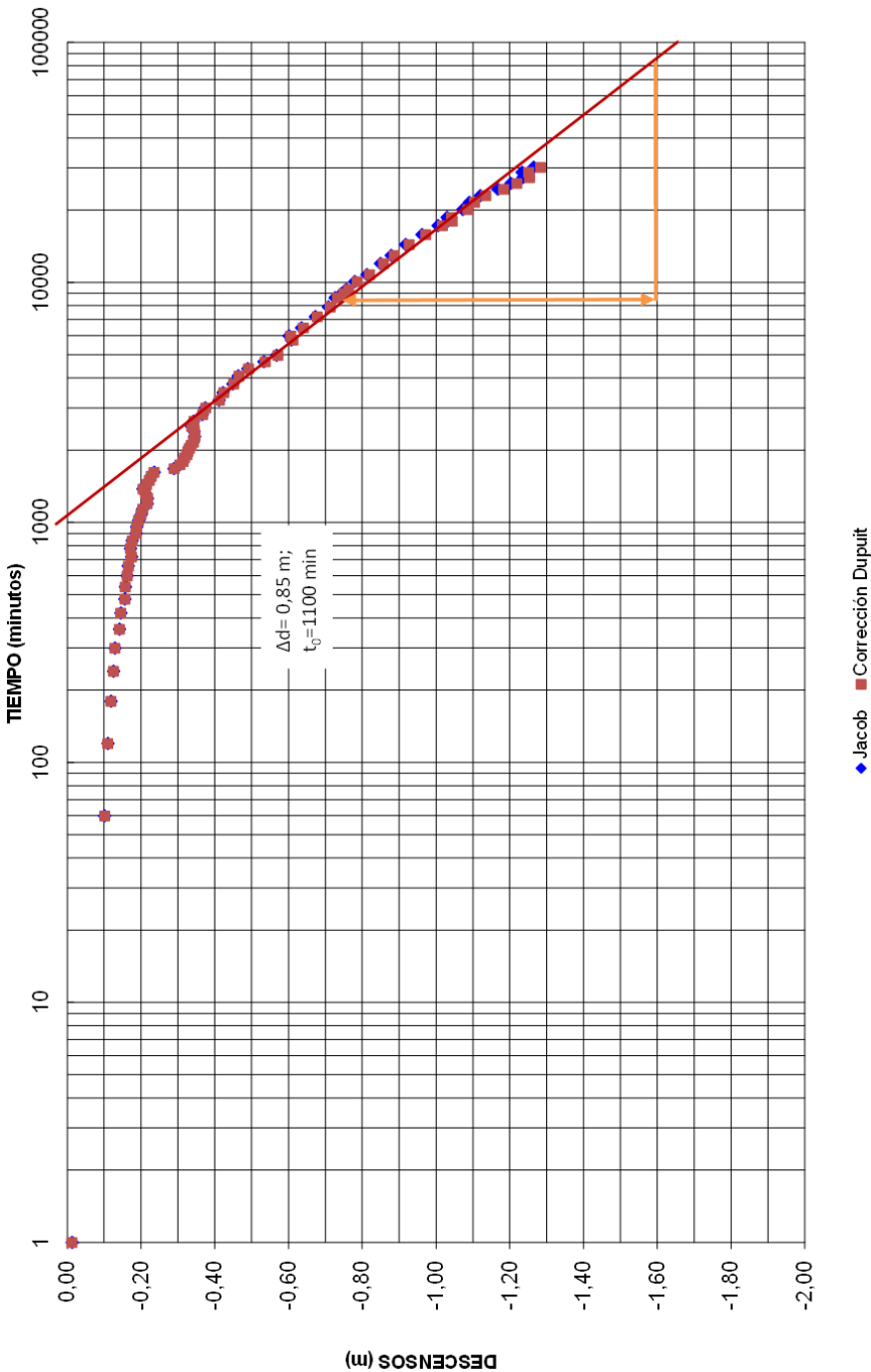


Figura 6.24. Recta ascensos (representados como descensos negativos) – tiempo para el piezómetro W1 en el ensayo de inyección

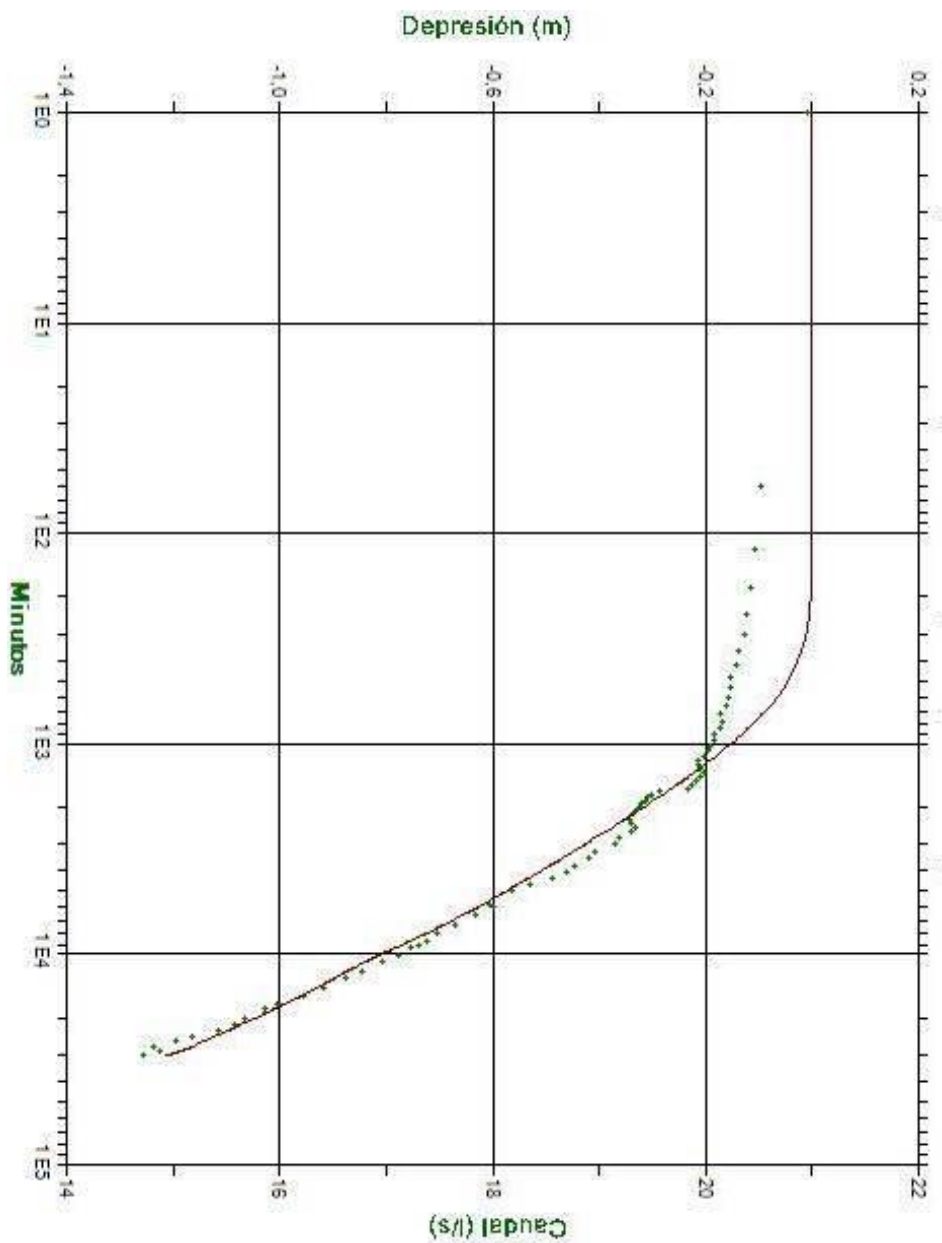


Figura 6.25. Salida gráfica del programa PIBF para el piezómetro W1 con el método Theis y la corrección de Dupuit en el ensayo de inyección

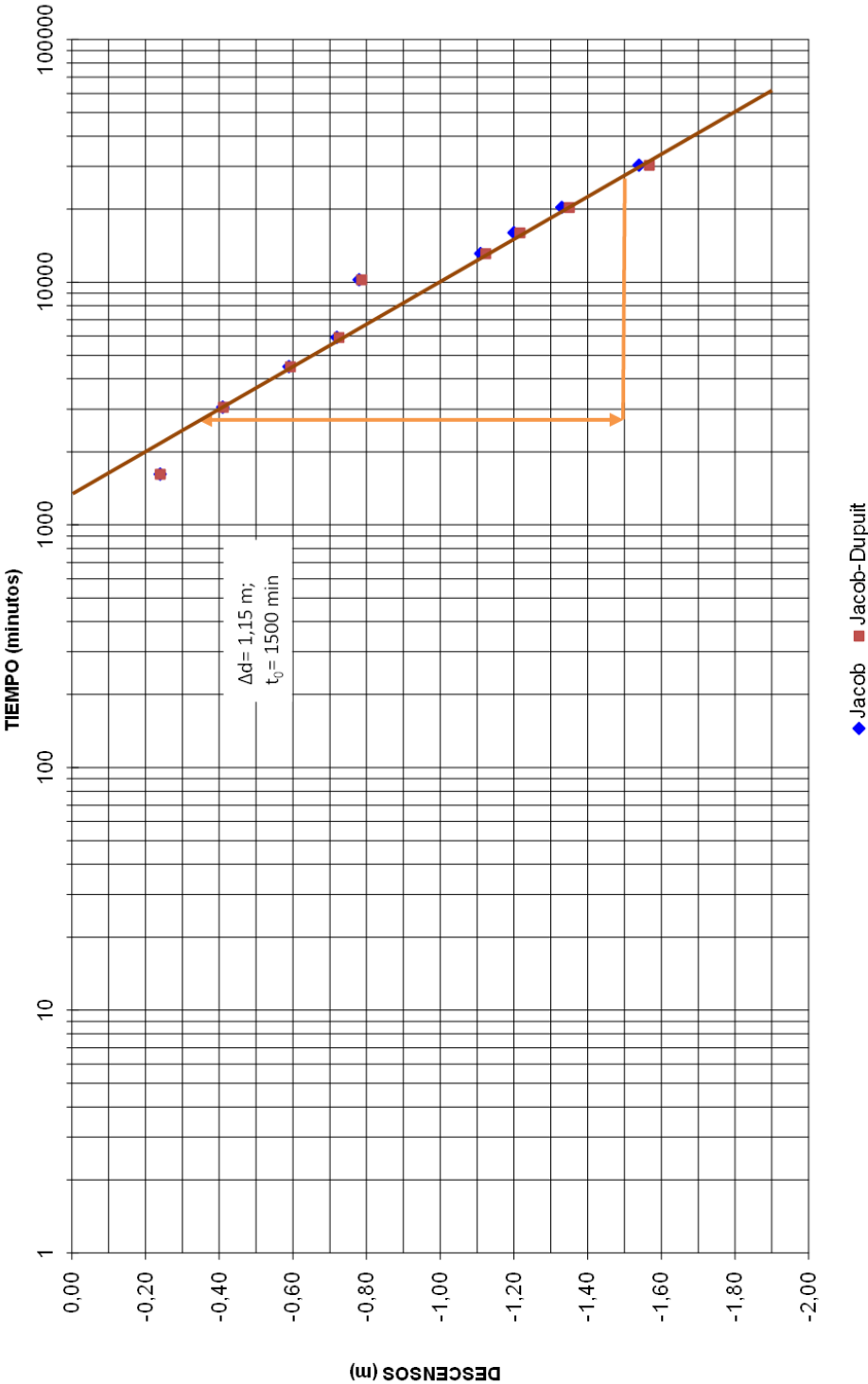


Figura 6.26. Recta ascendentes (representados como descensos negativos) – tiempo para el piezómetro W2 en el ensayo de inyección

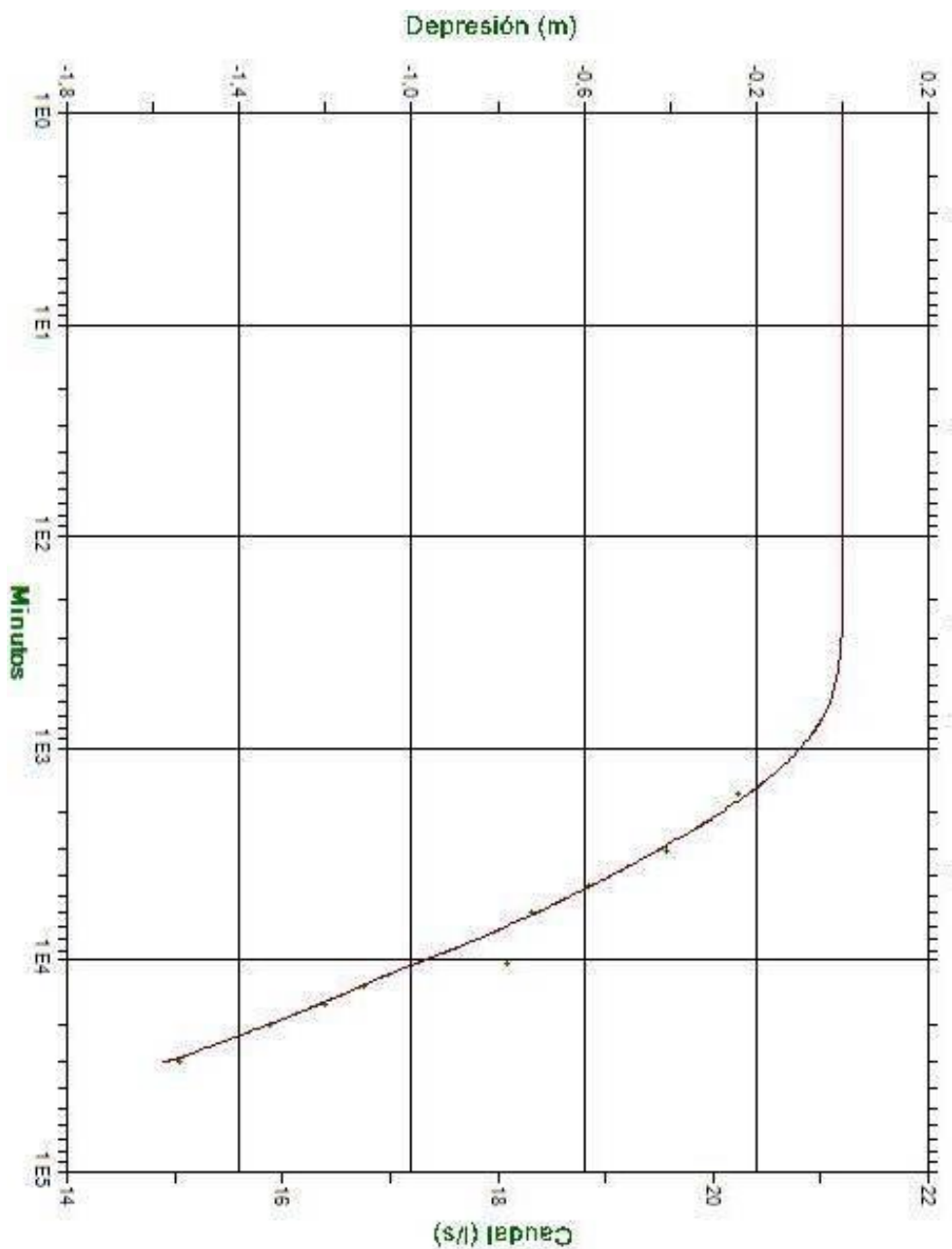


Figura 6.27. Salida gráfica del programa PIBE para el piezómetro W2 con el método Theis y la corrección de Dupuit en el ensayo de inyección

6.6. Pérdidas de carga y estudio de las características de los pozos de recarga

El descenso total producido en un pozo por efecto del bombeo es debido a diferentes causas, unas definidas por los parámetros específicos del acuífero y otras tienen su origen en la calidad de construcción de dicho pozo. La suma de los descensos originados por ambas causas se denomina “descenso total”.

Las pérdidas de carga en el acuífero pueden ser de dos tipos. En primer lugar deben considerarse las que se producen en zonas más alejadas del pozo, donde la velocidad de circulación del agua hacia el mismo es lenta, en régimen laminar y cumpliéndose la ley de Darcy. En este caso, el descenso es proporcional al caudal. En segundo lugar están las que se producen en las inmediaciones del pozo, donde la velocidad del agua entre los poros del acuífero aumenta como consecuencia de un estrechamiento de las líneas del flujo radial hacia dicho pozo. En este caso, el régimen no es laminar, no se cumple la ley de Darcy, y el descenso producido en este tramo del acuífero es proporcional a cierta potencia del caudal (Villanueva e Iglesias 1984).

Las pérdidas de carga en el pozo pueden asimismo atender a tres tipos de razones: las debidas al rozamiento del agua al atravesar el macizo de gravas filtrante, las que se originan como consecuencia del rozamiento del agua a su paso por las ranuras de los filtros o las practicadas en la tubería de revestimiento y las que se producen en el interior del pozo por circulación del agua hasta la aspiración, que suelen ser poco importantes o despreciables (Villanueva e Iglesias 1984).

Al conjunto formado por las pérdidas en el entorno del acuífero próximo al pozo y a las pérdidas en el mismo pozo se denomina “pérdidas de carga”.

El descenso total originado por un bombeo puede expresarse por la fórmula general de descensos de Rorabaugh:

$$d = A Q + B Q^n \quad (\text{Ec. 6})$$

El término AQ representa el descenso teórico y BQ^n las pérdidas de carga debidas a los demás factores.

Para hacer una valoración estimativa de las pérdidas de carga de un sondeo, son varios los procedimientos a utilizar en función de las disponibilidades particulares de cada caso. Según Villanueva e Iglesias (1984), el mejor método de cálculo de las pérdidas de carga es a partir de los datos de varios puntos de observación así como de los datos del propio pozo de bombeo. Se trata de analizar los perfiles de descensos y obtener los descensos teóricos por prolongación de la recta hasta su intersección con la vertical del valor del radio del pozo de bombeo y compararlos con los medidos en el pozo de bombeo. En nuestro caso contamos con datos de varios piezómetros en el proceso de recarga pero no se conoce el nivel en el propio pozo.

Cuando se dispone de un piezómetro de observación que suministre datos fiables del coeficiente de almacenamiento, se puede calcular el descenso teórico a partir de los parámetros del acuífero (T y S) para un tiempo de bombeo y caudal determinado. Restando al descenso total medido en el pozo, el teórico calculado, se obtienen las pérdidas de carga.

$$\text{Descenso total} = \text{Descenso teórico} + \text{Pérdidas de carga} \quad (\text{Ec. 7})$$

$$d_{\text{teórico}} = 0,183 \frac{Q}{T} \lg \frac{2,25Tt}{r_{\text{pozo}}^2 S} \quad (\text{Ec. 8})$$

Con los datos de T y S obtenidos en el apartado 6.6 (250 m²/día y 0,03) se calculan las pérdidas de carga (tabla 6.3). Las pérdidas de carga en el RWW son poco importantes para caudales de 10 y 12,5 L/s. Sin embargo, para un caudal de 15 L/s, la pérdida de carga asciende a 17,70 m. Para el RWE se ha considerado únicamente para 6,5 L/s por lo ya comentado en el apartado 6.4.2.1. Así, la pérdida de carga se estima en 13,23 m para dicho caudal.

Tabla 6.3. Pérdidas de carga en los pozos de recarga

Pozo	Q (L/s)	t (min)	d _{teórica} (m)	d _{real} (m)	Pérdida de carga
RWW	10	30	2,84	4,35	1,51
RWW	12,5	630	4,59	6,21	1,62
RWW	15	210	5,06	22,76	17,70
RWE	6,5	330	2,27	15,5	13,23

Otro método de cálculo de los coeficientes (A , B y n) de la fórmula general de descensos (Ec. 6) es el que utiliza bombeos escalonados. La aplicación de este método no precisa de pozos auxiliares de observación, lo que representa una ventaja respecto al procedimiento de los perfiles de descensos. Sin embargo, presenta una alta sensibilidad (Villanueva e Iglesias 1984), que queda definida por la gran alteración que sufren los coeficientes calculados frente a mínimas variaciones de los valores de entrada (descenso y caudales). Por otra parte, el estudio y significado de los valores de los coeficientes que definen las pérdidas de carga es siempre un tema complejo y de difícil análisis. No obstante, teniendo en cuenta las limitaciones y la alta sensibilidad que acarrea este método se ha aplicado a los datos obtenidos en el desarrollo del RWW.

Para el cálculo de los coeficientes A , B y n se ha utilizado el programa PIBE. En RWW se han realizado bombeos escalonados a caudales crecientes (10; 12,5 y 15 L/s) con recuperación de niveles entre ellos (figura 6.13). Para caudales de 10 y 12,5 L/s, los descensos se estabilizan a 30 y 630 minutos respectivamente, sin registrarse importantes descensos (4,25 m y 6,21 m). Se considera un régimen de circulación de tipo laminar. En el caso del bombeo a 15 L/s, no se logra que los niveles se estabilicen, finalizando este escalón cuando el nivel había descendido 22,76 m, más del 50% del espesor saturado del acuífero, a las 3,5h de bombeo.

Se calculan los coeficientes de la ecuación general de descensos para 0,5h, 1h, 3,5 h, 5h, 12h y 14h. Los descensos consideramos para el caudal de 15 L/s para los tres últimos tiempos son estimados por extrapolación (figura 6.13). El valor de n en todos los casos es 6,62 (tabla 6.6); este valor elevado indica la aparición de régimen turbulento y pérdidas de carga elevadas debido a las depresiones producidas. Los valores de A presentan, en todos los casos, valores dentro del mismo orden, entre 1 y 3 E-3 (día/m²), lo que tiene sentido puesto que se evalúa los descensos debidos a las características de la formación acuífera. El valor de B también varía dentro del mismo orden de magnitud, entre 3 y 6,5 E-20 (día^{6,62}/m^{18,86}), aumentando el valor cuando aumenta el tiempo de bombeo considerado.

Como se ha comentado, en estas circunstancias se hace difícil interpretar las características de nuestro pozo puesto que los valores de n y de B están muy influenciados por el régimen turbulento y las pérdidas de carga en la formación acuífera en las proximidades del pozo. En este caso no se pueden evitar los descensos rápidos y pronunciados aunque se considere tiempos de bombeo más cortos; y para escalones de 30 y 60 minutos, los coeficientes obtenidos son similares a los obtenidos para el escalón de 3,5h, o los escalones de 5 y 12h (tabla 6.6).

Tabla 6.4. Coeficientes de la ecuación general de descensos (n , A y B) calculados con el programa PIBE y los descensos calculados con esta ecuación

POZO RECARGA OESTE (RWW)		COEFICIENTES ECUACIÓN GENERAL DE DESCENSOS PIBE							DESCENSOS CALCULADOS		
Tipo de bombeo	Q (L/s)-Densento (m)	n	A [m/(L/s)]	A [día/m ²]	B [m/(L/s) n]	B [dían/m ³ⁿ⁻¹]	Error		Q=10 L/s	Q=12,5 L/s	Q=15 L/s
Escalonado con recuperación (0,5h)	10-4,35; 12,5-5,75; 15-16,78	6,62	2,76E-0,1	3,19E-0,3	1,97E-07	2,92E-20	0,08		3,59	7,09	16,32
Escalonado con recuperación (1h)	10-4,35; 12,5-5,97; 15-18,45	6,62	2,56E-0,1	2,96E-0,3	2,28E-07	3,38E-20	0,07		3,52	7,42	17,95
Escalonado con recuperación (3,5h)	10-4,35; 12,5-6,60; 15-24,43	6,62	1,80E-0,1	2,09E-0,3	3,40E-07	5,04E-20	0,11		3,24	8,55	23,76
Escalonado con recuperación (5h)	10-4,35; 12,5-6,70; 15-26,00	6,62	1,58E-0,1	1,83E-0,3	3,70E-07	5,48E-20	0,12		3,14	8,82	25,77
Escalonado con recuperación (12h)	10-4,35; 12,5-6,70; 15-28,80	6,62	1,11E-0,1	1,29E-0,3	4,24E-07	6,29E-20	0,15		2,90	9,24	27,93
Escalonado con recuperación (14h)	10-4,35; 12,5-6,70; 15-29,04	6,62	1,01E-0,1	1,17E-0,3	4,36E-07	6,46E-20	0,15		2,85	9,33	28,50

Con todo lo dicho, la capacidad de admisión de los pozos se podría establecer en al menos 12.5 L/s en el RWW y alrededor de 6,5 L/s en el RWE, que corresponden a los caudales óptimos de bombeo de cada sondeo.

6.7. Agua de recarga

Como se ha comentado, las aguas utilizadas en la recarga proceden del río Belcaire en episodios de lluvias torrenciales que, a su vez, corresponden a la escorrentía generada en el propio cauce y, mayoritariamente, a la drenada desde el manantial de la Cova de San Josep. Se trata, por tanto, de aguas naturales de escorrentía superficial y subterránea, carentes, en principio, de sustancias contaminantes.

6.7.1. Características físico-químicas

El agua de recarga se caracteriza por presentar facies bicarbonatada cálcica o cálcico magnésica (figura 6.28) y tener una mineralización muy baja, con una conductividad promedio de 326 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (tabla 6.5). Los resultados obtenidos de las determinaciones de iones mayoritarios, minoritarios y parámetros microbiológicos (octubre de 2012), permiten calificar al agua como de excelente calidad para actuaciones de recarga.

El ion mayoritario es el bicarbonato, con una concentración promedio de 119 mg/L, mientras que la concentración promedio de cloruros es de 18 mg/L. La concentración de nitratos es también muy baja, con un valor promedio de 2 mg/L. Por otra parte, no se detecta ningún tipo de contaminación por metales pesados ni microbiológica (tabla 6.5).

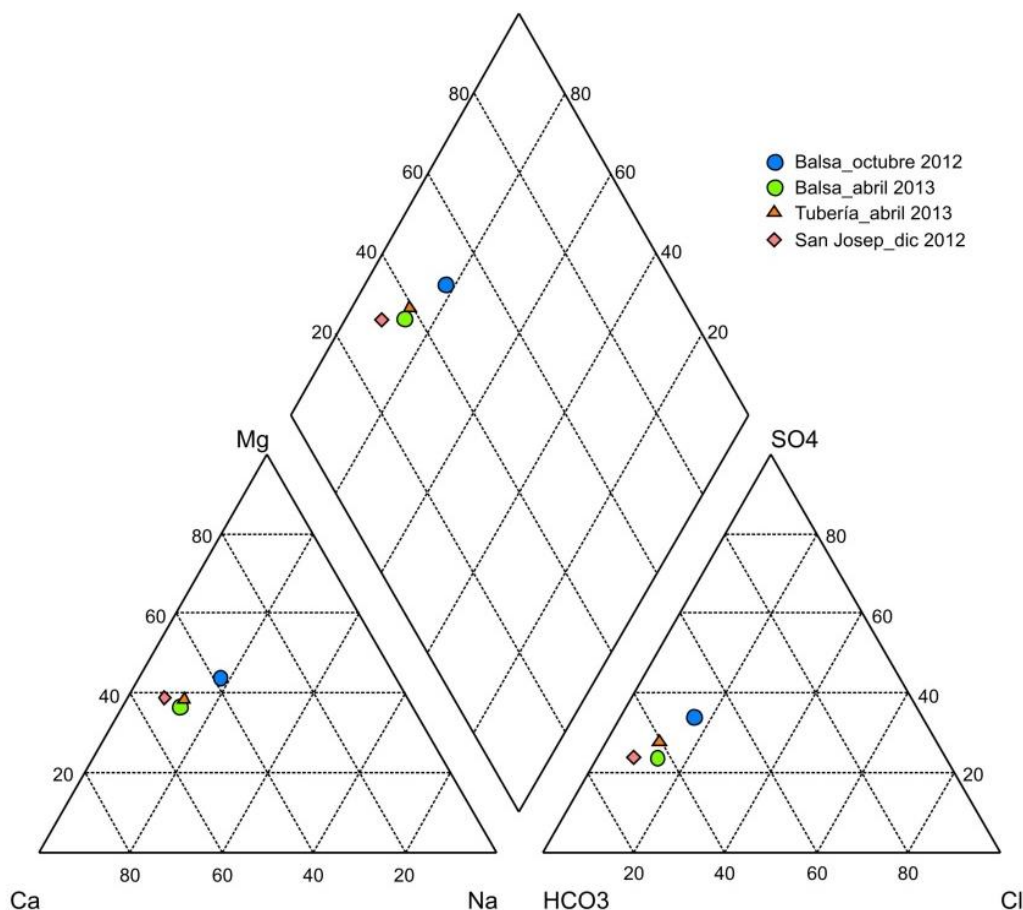


Figura 6.28. Diagrama de Piper de las aguas de recarga tomadas en la balsa de almacenamiento (octubre 2012 y abril 2013) y en la tubería de conducción a los pozos de recarga (abril 2013), y en el manantial Cova de San Josep (diciembre 2012)

Tabla 6.5. Resultados analíticos del agua de recarga

	Balsa recarga		Tubería cond.	Balsa recarga	Tubería cond.	Balsa recarga						
Parámetros	OCT. 12	ABRIL 13	ABRIL 13	OCT. 13	SEPT. 13	MAR.13	JUN.14	JUL. 14	OCT.14	ENE. 15	ABRIL 15	romedio
pH	7,36	7,95	7,84	7,65	7,42	7,99	8,04	7,93	8,15		7,29	7,76
CE (μS/cm)	300	311	317	306	316	338	272	343	320	378	385	326
TDS	222	225	249	245	216	260	167	247	274	255	278	240
Oxidabilidad al KMnO ₄	13,6	4,1	0,8	2,8	4,4	5	5,1	5,9	6,7	8,2	6,3	6
COT (mg/L)							8,28			<0,5	11,65	7
Na ⁺ (mg/L)	12	9	10	12	12	16	12	12	13	14	19	13
K ⁺ (mg/L)	3	2	3	3	3	2	2	4	4	4	4	3
Ca ²⁺ (mg/L)	23	32	34	30	26	32	11	28	29	28	33	28
Mg ²⁺ (mg/L)	16	14	16	16	14	17	17	16	21	19	17	17
Cl ⁻ (mg/L)	18	14	14	19	19	18	14	17	26	21	22	18
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	52	34	44	57	26	38	37	29	39	50	45	41
HCO ₃ ⁻ (mg/L)	96	115	122	106	111	135	74	141	141	118	138	118
CO ₃ (mg/L)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NO ₃ ⁻ (mg/L)	2	5	6	1	0	2	0	0	1	1	0	2
NO ₂ ⁻ (mg/L)	0	0,66	<0,05	0,85	0	0	0	0	0	0	0	1,15
NH ₄ ⁺ (mg/L)	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,44	0,04
PO ₄ ³⁻ (mg/L)	0	0,23	<0,05	<0,05	0	0	0	0	0	0	0,1	0,03
SiO ₂ (mg/L)	7,3	3,4	3,4	4,3	4,7	1,6	0,5	2,2	4,8	4,2	1,8	3,5
F (mg/L)	<0,5	0,17	0,172	0,14	0,18	0,194			0,197			0,176
Br (mg/L)	0,042	0,037	0,039	0,04	0,065	0,072	0,085	0,059	0,059	0,048	0,05	0,054
Al (μg/L)							72,4			22,9	370	155,1
As (μg/L)				2,17								2,17
B (μg/L)	87,9			37,3								62,6
Ba (μg/L)							35			55,6	63,2	51,3
Cr (μg/L)				0,08								0,08
Fe (μg/L)							151			127	341	206
Li (μg/L)	6,6			1,6								4,1
Mn (μg/L)							13,2			22,2	32,5	22,6
Pb (μg/L)							0,6			<0,2	1,81	1,21
Sr (μg/L)	221			153			195			214	183	193
Zn (μg/L)							8,66			5,98	8,47	7,7
Hg (μg/L)*	<1											
Cr VI*	<0,05											
Cr total*	<0,05											
Sólidos en suspensión*	6											
Turbidez*	3,2											
E. Coli*	0											
Helminthos*	0											

* Análisis realizados por Inresma S.L

Tubería cond. = Tubería de conducción

6.7.2. Caudales de inyección

La recarga se ha llevado a cabo entre el 18 de noviembre de 2013 y el 12 de mayo de 2014, es decir, durante 175 días. En un primer momento se utilizó únicamente el RWW, y el 9 de diciembre de 2013 entró en funcionamiento el RWE.

El caudal de recarga del RWW se estabilizó rápidamente en 16 L/s. Cuando empezaron a funcionar los dos pozos el caudal conjunto ascendió a 34 L/s, si bien a lo largo de la experiencia se ha observado un paulatino descenso del caudal hasta estabilizarse en 18 L/s (figura 6.29).

El volumen total recargado ha sido de 314.163 m³ con un caudal medio de 20,78 L/s. No obstante, el caudal medio desde que se pusieron en funcionamiento ambos pozos de recarga es de 21,46 L/s, con un máximo de 34,30 L/s y un mínimo de 18,04 L/s.

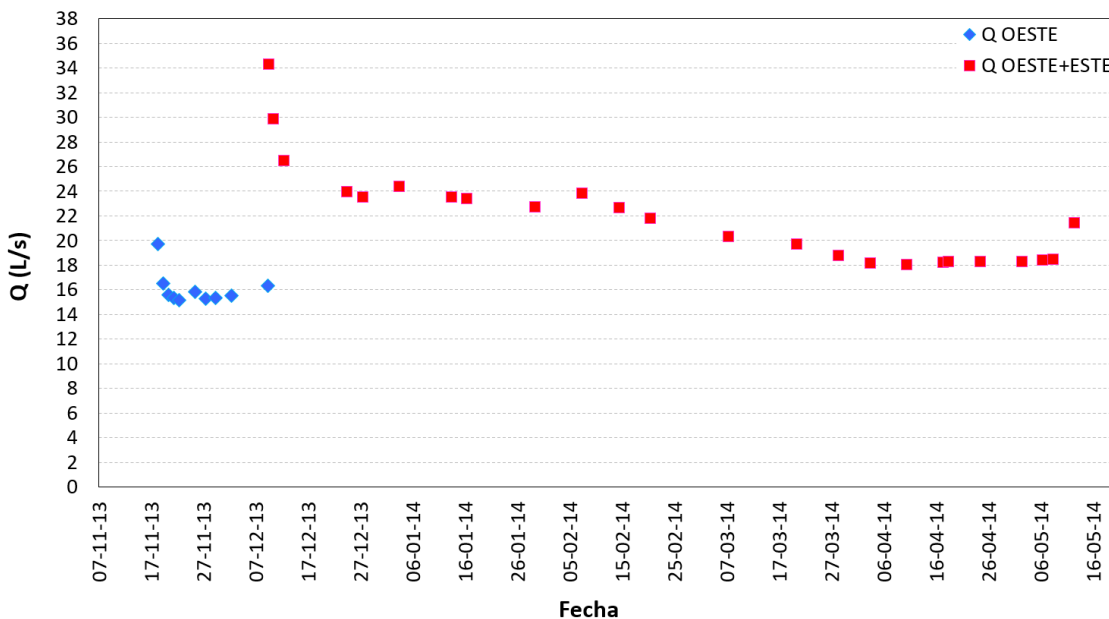


Figura 6.29. Evolución del caudal durante la actuación de recarga

Capítulo 7

CARACTERIZACIÓN HIDRODINÁMICA E HIDROQUÍMICA DE LA ACTUACIÓN DE RECARGA

7.1. Introducción

Artículo 4: *Integrated hydrophysical-chemical approach of a Managed Aquifer Recharge (MAR) scheme in a salinized coastal aquifer.*

7.1. Introducción

Este capítulo constituye el núcleo de la investigación desarrollada ya que se dedica a caracterizar los efectos y procesos que tienen lugar en el acuífero como consecuencia de la recarga artificial realizada. En concreto, se estudian los comportamientos hidrodinámico e hidroquímico provocados por la inyección de un agua de baja mineralización, oxigenada y subsaturada en minerales carbonatados y sulfatados en un acuífero afectado por intrusión marina, con bajos niveles de oxígeno y en equilibrio con los minerales citados.

Los procesos que tienen lugar se determinan mediante el control de parámetros físicos, químicos e isotópicos. Se estudian las variaciones del nivel piezométrico y se calculan las velocidades de flujo durante la inyección con la ayuda de las variaciones de la CE, de los iones cloruro y nitratos, y de los isótopos estables del agua (oxígeno-18 y deuterio). Se analizan las diferencias obtenidas en función del parámetro utilizado en el cálculo y se correlacionan valores de velocidades con diferentes litologías. También se calculan velocidades de flujo a diferentes profundidades, en las secciones diferenciadas con los perfiles de CE.

A partir de las concentraciones de los iones mayoritarios y sus deltas iónicos se determinan asimismo los cambios en las características físico-químicas del agua en el acuífero a lo largo de la experiencia de recarga artificial, para identificar y cuantificar los principales procesos que tienen lugar: dilución, mezcla, intercambio catiónico, disolución de minerales y oxidación de materia orgánica y de minerales.

Aunque el contenido de este capítulo aún no se ha publicado en revistas especializadas, se ha estructurado como un artículo científico en inglés, y por ello pueden existir algunos solapamientos con epígrafes de otros capítulos de la memoria. Realmente, se trata de una versión extensa del artículo que finalmente se mandará a publicar, sin tener en cuenta la limitación de espacio que imponen las revistas.

Integrated hydrophysical-chemical approach of a managed aquifer recharge (MAR) scheme in a salinized coastal aquifer

Olga García-Menéndez¹, Arianna Renau-Pruñonosa¹, Ignacio Morell¹, Bruno J. Ballesteros²

¹Coastal Aquifers Research Group, Research Institute for Pesticides and Water, Universitat Jaume I, Avda. Sos Baynat s/n, 12071 Castellón, Spain
e-mail: garciao@uji.es

²Coastal Aquifers Research Group, Spanish Geological Survey, C/ Cirilo Amorós 42, 46004 Valencia, Spain

Abstract

The southern part of the Plana de Castellón aquifer (Spanish Mediterranean coast) has suffered persistent seawater intrusion over the last 40 years. The salinization process shows both a lateral advance of the saline wedge and a saline upconing by effect of intensive local groundwater pumping. In this context, a managed artificial recharge (MAR) scheme has been developed in order to contribute to the recovery of this coastal aquifer. The artificial recharge water (ARW) is characterized by very low mineralization as evidenced by electrical conductivity (EC) mean value of 330 $\mu\text{S}/\text{cm}$. In contrast, native groundwater (NGW) is brackish water, with EC values around of 3,000-3,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

By combining hydrophysical and hydrogeochemical methods to the MAR experience, a multi methodological approach is conducted to determinate the dynamic of the injected water and the quality changes caused to the groundwater resources.

EC, chloride ion, nitrate ion and stable isotopes of water (oxygen-18 and deuterium) have been applied as tracers to quantify the presence of injectant water within groundwater (mixing ratios), inferring water travel times. Thus, water velocities have been determined using mixing ratios from the five parameters, correlating velocities with lithologies.

Hydrochemical analysis (major cations and anions) are used to determinate water quality changes and hydrogeochemical processes associated with the mixing of ARW-NGW and the water-rock interactions. Injection reduces significantly the groundwater salinity, with EC and major ions values declining quick and continuously since first days of recharge. A salinity decline factor of 5-10 times at 80 m far from recharge wells (EC values of 350-550 $\mu\text{S}/\text{cm}$) and reduces of 1.5 times at 450 m are detected.

The main process in the aquifer during injection is the dilution due to the displacement of the NGW and the mixing between ARW and NGW. Besides, carbonate and sulphate minerals dissolution, cation exchange and redox reactions are identified and their magnitudes are

estimated, being the cation exchange the most important geochemical process from the quantitative point of view.

Keywords: managed aquifer recharge, electrical conductivity profiles, mixing ratios, water travel times, hydrogeochemical processes, Spanish Mediterranean aquifer

Introduction

The southern part of the Plana de Castellón aquifer, located in the Spanish Mediterranean coast, suffers a number of critical problems such as droughts, brief periods of quite intense precipitation, intensive pumping, seawater intrusion, etc. The overlap of dry periods and intensive groundwater exploitation has provoked a severe salinization process over the last 40 years (Morell et al. 1996, Giménez and Morell 2008, Renau-Llorens 2010, García-Menéndez et al. 2016). In the early 1970s, salinization followed the usual pattern of aquifers influenced by seawater, with a progressive decrease of salinity from the coast towards inland. However, as the water quality in the coastal strip deteriorated significantly, the majority of the coastal wells were shutting down, and the groundwater production moved to an inner zone (Rambleta area) without salinization problems. This pulled the seawater plume inland and a saline upconing process appeared in the early 90s in the Rambleta. Nevertheless, a drastic modification in the management model, consisting in remarkable reduction of groundwater pumping and the use of wastewater for irrigation, the backward movement of the saline cone has been slow. Recovery has been subjected to the variable climate regime and the still significant pumping in the area, resulting that the groundwater in the Rambleta area remains brackish, with EC around of 3,000-3,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (García-Menéndez et al. 2016). Experience shows that once salinity increases, the process advances extremely quick but the aquifer may take a long time to reverse the process and recovering the groundwater quality (de Franco et al. 2009, Rey et al. 2013, Kura et al. 2014). A balance between pumping demand and quality requirements is necessary but it is hard to maintain when the final goal is to reverse the qualitative status of the already contaminated aquifer (Abarca et al. 2006). Thus, an alternative such as managed artificial recharge (MAR) was evaluated and a MAR scheme has been implemented in the Rambleta area.

MAR schemes have been performed with great success to face the seawater intrusion by salinity barriers (Jaén-Peral et al. 2003, Pipe-Martin 2006, Pérez-Aparicio 2007, Shammas 2008, Ortuño et al. 2012, Roperio 2012, Foreman 2014, Herndon and Markus 2014) or as a way of improving the quality of groundwater resources (Hionidi et al. 2002, Masciopinto and Carrieri 2002, Abarca et al. 2006, Armenter 2006, Bouri and Dhia 2010, Kattan et al. 2010, Patel et al. 2011, Zakhem and Hafez 2012, Hernández et al. 2014). Related to MAR investigations, an important issue is relative to distribution of the recharge water in the subsurface. Aquifer heterogeneity can profoundly impact in MAR system performance (Maliva and Missiger 2012), imposing uncertainty on the prediction of the injectant flow path, the extent of the injected plume and the proportion of mixing between injectant and native groundwater (Le Gal La Salle et

al. 2005). On the other hand, the injection of water, with significantly different characteristics to the resident groundwater, can provoke effects on the mixing water quality and the aquifer matrix integrity. Mineral dissolution, redox processes or ion exchange can be particularly revelants (Stuyfzand 1998, Stuyfzand et al. 2002, Vandenbohede et al. 2009, Vanderzahlm et al. 2010).

Hydrochemical data are commonly used to evaluate the effectiveness of MAR operations in its function for recovering the quality status, to locate and quantify the presence of injectant within groundwater samples and to understand the hydrogeochemical processes and the dominant geochemical reactions. In particular, to evaluate the fate of the injected water in the aquifer and the degree of mixing between the injectant and the native groundwater have been used chloride, electrical conductivity (EC), temperature, sulphate, methane and hydrogencarbonate (Stuyfzand 1998), chloride data and temperature profiles (Pavelic et al. 2006), stable isotopes of the water molecule (Kattan et al. 2010, Zakhem and Hafez 2012), different combinations of other isotopes such as simultaneous measurements of ^3H and ^3He , ^{18}O and ^{124}Xe , ^{18}O , ^{13}C , ^{14}C and ^{34}S (Davisson et al. 1998, Clark et al. 2004, Le Gal La Salle et al. 2005), and deliverate tracer experiments (Avisar et al. 2006). Stuyfzand (2012) carried out a ranking of 28 environmental tracers according to a new parameter (Wx) and established the best multitracing combinations in specific cases. A combination of environmental tracers (Cl^-/Br^- , ^{18}O , ^3H , Cl^- and SO_4^{2-}) was performed for mapping the spatial and age distribution of the infiltrated water by Stuyfzand (2015).

In this research we implement a multi methodical approach for revealing properties of the MAR site and evaluating the effectiveness of the MAR scheme in recovering the groundwater quality. We have examined the response of a salinized detrital aquifer to the injection of freshwater in order to determine the dynamic of the injected water and the water quality variations, understanding the importance of the hydrogeochemical processes that can vary the groundwater quality. EC, chloride and nitrate ions, and stable isotopes of water (^{18}O and ^2H) have been used as tracers of the recharge injection, determining degrees of mixing, water travel times and velocity of the recharge plume. EC vertical well profiles have been used to complete the identification of flow paths and vertical heterogeneity. Hydrochemical measurements (major cations and anions) have been used to determinate geochemical processes associated with the mixing of the artificial recharge water-native groundwater (ARW-NGW) and the water-rock interaction.

Study site

The study area is located in the southern part of the Plana de Castellón aquifer, specifically in the Rambleta area (Fig. 1). The Plana de Castellón is an alluvial plain with an area of 490 km^2 and an altitude between 0 and 130 meters above sea level (m a.s.l). It settles a strong agricultural, industrial and tourist activity. The hydrographic network consists of a single permanent watercourse (Mijares River), which bisects the Plana de Castellón aquifer. All other surface watercourses are intermittent and sporadic such as the Belcaire River in the Rambleta area (southern sector) (Figure 1).

Mean annual precipitation in the study area is 482 mm (period 1970-2014), with a maximum of 1,125 mm (in 1989) and a minimum of 227 mm (in 1978). Droughts are relatively frequent but also extreme rainfall events with more than 100 mm falling over 24 hours (IVIA 2015).

The geological and hydrogeological characterization of the Rambleta area has been based on a comprehensive inventory of wells and boreholes and their lithological columns, and performing three geophysical surveys by ERT, with a total of 9 profiles and 9,900 m. A hydrogeological scheme with four geological levels has been established (Figure 2), two detrital Plioquaternary formations (UDA and LDA), a layer of clay separating the detrital formations and a Mesozoic Substratum (MS). The description of these formations is detailed in the sections 2.1.2.3 and 2.2.2.1, and in “Geological and hydrogeological characterization” of the article “Spatial characterization of the seawater upconing process in a coastal Mediterranean aquifer (Plana de Castellón, Spain): evolution and controls” (section 5.2).

The water table level is between 1.5-2 m a.s.l in the eastern part of the Rambleta area and 3-5 m a.s.l. in the western part (MAR site). A general scheme can be established where groundwater flows from west to east. However, this flow pattern has been modified by human action, specifically due to the groundwater pumping, generating two piezometric depressions (Figure 3).

Groundwater is characterized by elevated salinity (EC between 3,000 and 3,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$). The salinization process, which affects the Rambleta area, shows not only a lateral advance of the saline wedge, but also a saline upconing process by effect of local concentrations of groundwater exploitation (García-Menéndez et al. 2016). The water type corresponds to chloride facies with chloride concentrations between 400 and 1,000 mg/L (Figure 4). Another notable hydrochemical feature in this sector is the presence of high nitrate concentrations, between 300 and 400 mg/L.

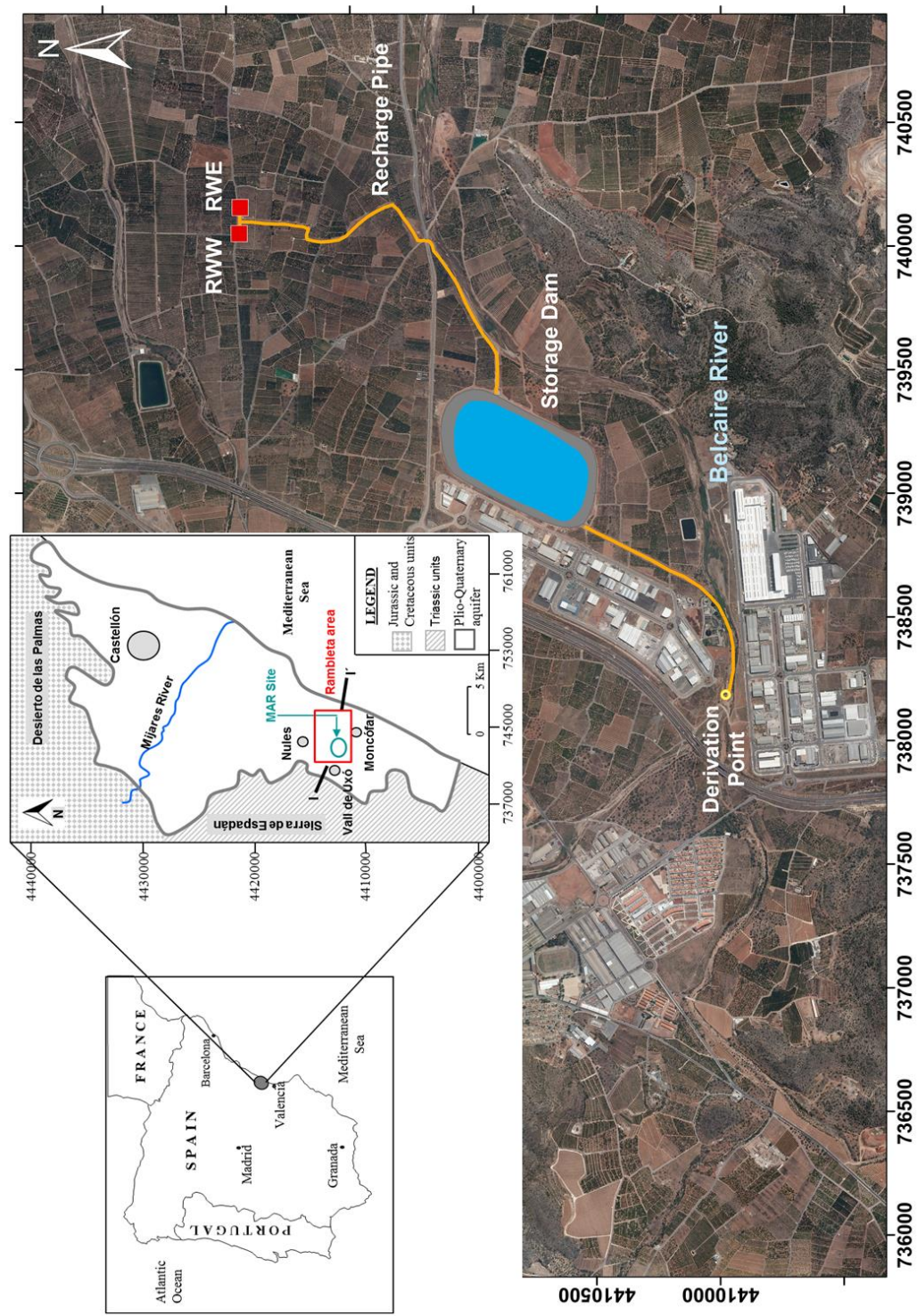
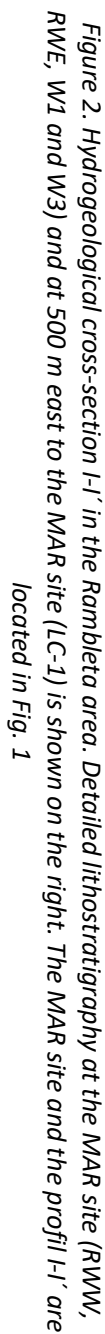


Figure 1. Setting of the study area and the MAR site. In the aerial view is detailed the derivation point in the Belcaire watercourse, the water pipelines (in orange), the storage pond and the recharge wells (RWW and RWE)



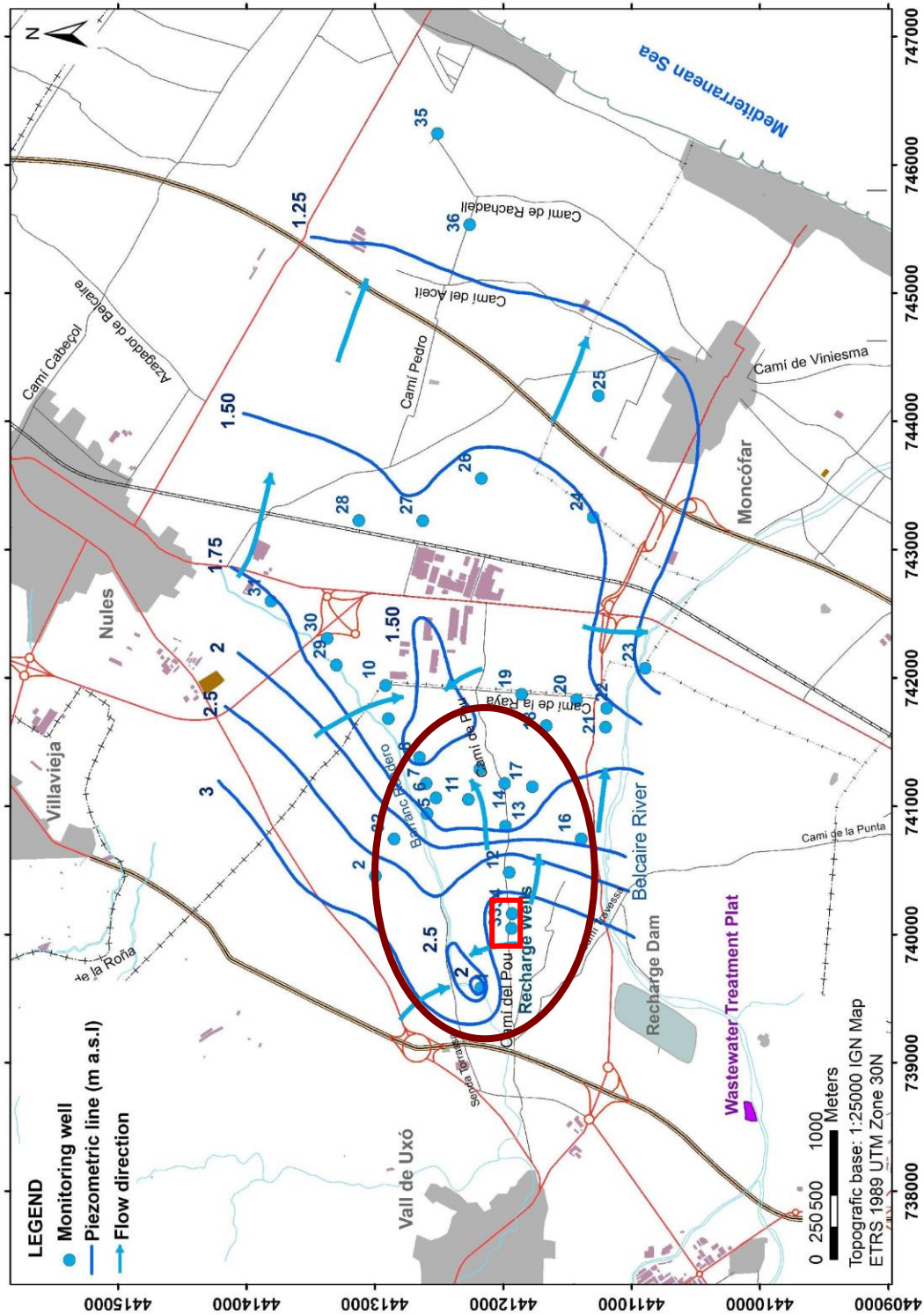


Figure 3. Piezometric map (February 2013). The Rambleta area is circled in brown and the MAR site is marked in red



MAR scheme characterization

Taking into account the saline wedge and the saline upconing process, the MAR site was settled at 6 km from the coast line, at the western border of the upconing body (Fig. 4). Water used for recharging comes from the Belcaire watercourse, which is usually dry, but it has strong floods in period of brief and quite heavy precipitation. The surplus runoff water is derived through an outlet system constructed in the riverbed, with a maximum admission capacity of 4.4 m³/s. From this point, through a steel pipe 967 m in length, the water is brought to the storage pond (Figure 1). The storage infrastructure has a capacity of 2x10⁶ m³, a maximum water height of 12 m and a surface of 0.02 km². The reservoir has two exit sites, one on the bottom and one floating point, both connected to a ductile cast iron pipe of 1,700 m in length that transports water toward two injection wells (RWW and RWE). RWW and RWE are spaced 100 m apart, have a depth of 100 m and a drilling diameter of 500 mm, and are screened between 50 and 95 m deep.

Regarding RWW and RWE injection capacity, pumping tests allowed establish at least 12.5 L/s in the RWW and about 6.5 L/s in the RWE, which correspond to the optimal pumping rates of each well.

Besides, results of pumping tests carried out in the recharge wells and injection tests conducted in the MAR site permitted to estimate the aquifer transmissivity (T) and the storage coefficient (S) in the MAR site. The estimated T value varies between 250 and 300 m²/d and the S ranges between 0.02 (RWW–W1 area) and 0.08 (RWW–W2 area). Finally, the hydraulic conductivity (K) in the MAR site, calculated with an aquifer thickness of 40 m, ranges between 6.25 m/d and 7.50 m/d.

Methodology

Borehole data

Geological and hydrogeological characterization of the Rambleta area has been assembled, as said above, from a comprehensive inventory of wells, boreholes, and lithological columns. General characteristics (coordinates, elevation, depth, design features, etc.) of 115 wells are recorded and 33 lithological columns are compiled. LC-1 well (80 m deep) belongs to the inventory and provides lithological information at 500 m east from the MAR site (Figure 5).

Three 60 m (W1 and W2) and 100 m (W3) deep boreholes were drilled in October 2013 to improve the characterization of the MAR site stratigraphy and to monitor the recharge experience. W1 is 78 m from RWE in E direction, W2 is 84 m far from RWW in N direction and W3 settle between RWW (51 m) and RWE (59 m) (Fig. 5).

Geophysical logs are also conducted in order to improve lithological knowledge in RWW, RWE, W1, W2 and W3. The geophysical equipment is a Robertson Geologging model Logger System II

(PCL2) with an ELGX probe that allowed measurement of the natural gamma, self potential and resistivity (normal short resistivity, long normal resistivity and single-point resistivity).

Pumping and injection tests are conducted in the MAR site in order to estimate the recharge wells optimal pumping rates and the transmissivity and storage coefficient in the study area. Results are obtained graphically, using the equation of Jacob-Dupuit (Villanueva and Iglesias 1984), and also applying the Theis equation in the program for interpreting pumping test PIBE 3.0.

Physico-chemical characterization of the groundwater and the injection water

A piezometric and water quality monitoring has been performed in the Rambleta area between April 2012 and October 2014 in a monitoring network formed by 32 points (table 3.1, section 3.1). Piezometric measurements, vertical profiles of EC and temperature (since December 2012) and sampling surveys for analyzing chlorides and nitrates have been carried out bimonthly. Every six months, in April and October, more comprehensive analyses have been performed to include other major ions (sulphate, bicarbonate, calcium, magnesium, sodium, potassium).

For detailed monitoring of the effect of injection, a specific recharge monitoring network is added to the general Rambleta network. Related the frequency of monitoring, surveys have been adjusted to the needs of the project, since daily measurements at the early stage of the injection to monthly in the last months of monitoring (September 2014 to April 2015). The measurements and samplings are similar to the general monitoring network, except for including ^2H and ^{18}O samples, taken at the same time that chloride and nitrate samples.

The recharge monitoring network is formed by W1, W2, W3 and R37 (450 m far from RWE in northeast direction) (Fig. 5). Besides, the wells R6 (1,085 m far from RWE), R8 (1,420 m), R12 (330 m) and R15 (1,160 m) have been controlled monthly.

A water-level meter (Seba-Hydrometre-D-8950 Kaufbeuren), with a 200-m gradient measurement tape and an accuracy of 1 cm, is used to measure the water levels. Vertical measurements of EC and temperature are taken using a 100-m long well logger (TLC Solinst). Water is sampled at 5 m depth below the water level using a pressure controlled opening mechanism sampler (Solinst 425). Water temperature, pH and EC (25 °C) are recorded *in situ* with a waterproof pH/conductivity/temperature portable meter (Eutech Instruments PC650). Samples for laboratory analysis (major ions and water isotopes) are collected in polyethylene bottles. Major ions analyses are carried out in the Geological Survey of Spain (IGME) laboratories. Hydrogeochemical parameters measured are major cations and anions. Anions, chloride (Cl^-), sulphate (SO_4^{2-}), bicarbonate (HCO_3^-), nitrate (NO_3^-), and the cations, calcium (Ca^{2+}), magnesium (Mg^{2+}), are analyzed by molecular absorption spectrophotometry-continuous flow analyzer (Alliance Integral Futura). Sodium (Na^+) and potassium (K^+) are determined by atomic emission spectrometry (Varian Spectra AA-220, model 330 FS).

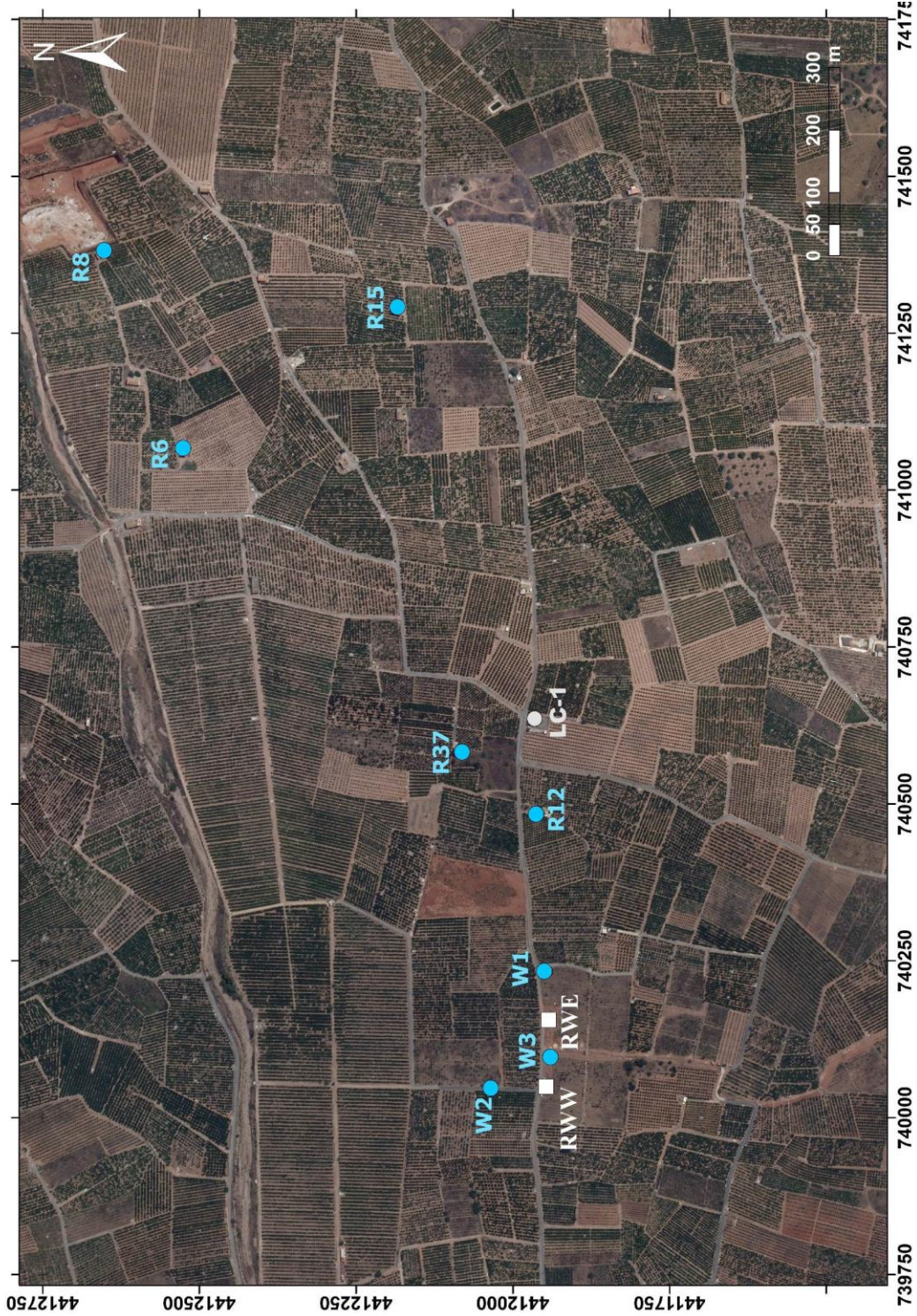


Figure 5. Aerial view of the recharge wells (RWW and RWE), lithological wells (W1, W2, W3 and LC-1), groundwater monitoring wells (W1, W2, W3, R6, R8, R15 y R37)

The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of the water samples are measured at the University of Málaga with a compact isotope analyzer PICARRO (Sunnyvale CA, USA), CRDS L1102-i model with autosampler identical to the one described by Gupta et al. (2009). For the post-processing of the original data the CHEMCORRECT software, developed by the company that supplies the equipment, has been used. The data obtained are referred to international standards (V-SMOW, Vienna Standard Mean Ocean Water), provided by the International Atomic Energy Agency (IAEA). The accuracy of the measurements is ± 0.1 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and ± 0.5 ‰ for $\delta^2\text{H}$.

To characterize the ARW, samples from the recharge pond have been bimonthly collected and analysed during the injection period. It has followed the same methodology than the groundwater samples.

Probes have been installed in W1, W2 and W3 since 12 November 2013 for continuous recording of groundwater level (electronic pressure transducer), temperature and EC (Schlumberger Water Services CTD Diver). To correct groundwater level measurements have been installed a Baro-Diver (Schlumberger Water Services) in well R15.

Mineral saturation indices and ionic deltas are calculated to better understand the hydrogeochemical processes that take place in the aquifer. Saturation indices are calculated using PHREEQC (Parkhurst and Appelo 1999) and AQUACHEM 5.1. (Schlumberger Water Services). Calculation of the ionic deltas (Δ) consists of the difference between measured concentration of each constituent and that predicted if conservative behaviour was followed (Eq. 1) (Fidelibus et al. 1993). Chloride is used as the conservative tracer to calculate the fraction of ARW present in groundwater samples (Eq. 2) and thus to calculate the theoretical ion concentration for ARW-NGW mixing (Eq. 3). A positive result for Δ indicates a gain of the species during passage through the aquifer, while conversely a negative result indicates a loss.

$$\Delta C_i = C_{i,meas} - C_{i,mix} \quad (\text{Eq. 1})$$

$$f_{ARW} = \frac{(C_{Cl,meas} - C_{Cl,NGW})}{(C_{Cl,ARW} - C_{Cl,NGW})} \quad (\text{Eq. 2})$$

$$C_{i,mix} = f_{ARW} \cdot C_{i,ARW} + (1 - f_{ARW}) \cdot C_{i,NGW} \quad (\text{Eq. 3})$$

where ΔC_i is the ionic delta of the ion i , $C_{i,meas}$ is the measured concentration of the ion i in the sample (meq/L), $C_{i,mix}$ is the theoretical concentration of the ion i for the conservative mix of ARW and NGW, f_{ARW} is the fraction of ARW present in groundwater sample, $C_{Cl,meas}$ is the Cl^- concentration measured in the sample (meq/L), $C_{Cl,NGW}$ is the Cl^- concentration in NGW (meq/L), $C_{Cl,ARW}$ is the Cl^- concentration in the recharge pond (meq/L), $C_{i,ARW}$ is the ion i concentration in the recharge pond (meq/L), and $C_{i,NGW}$ is the ion i concentration in NGW (meq/L).

Results

The recharge experience took place between the 18 November 2013 (day 0) and the 12 May 2014 (day 175). The total recharge volume has been of 314,163 m³, with a mean injection rate of 20.78 L/s. Initially, injection is carried out by RWW and the injection rate quickly stabilized at 16 L/s. RWE injection started to operate on 9 December 2013 (day 21) and the joint flow increased to 34 L/s. Along the recharge experience has been observed a gradual decrease of the flow to remain at 18 L/s (Figure 6), value that would almost coincide with the recharge wells optimal pumping rates (12.5 L/s for RWW and 6.5 L/s for RWE). Thus, the RWW injection rate could correspond to 66% of the total rate and the remaining 34% of the injection would come from the RWE.

During recharge period, precipitation has been scarce, with a total of 52.82 mm and a daily maximum of 8.38 mm. It can be considered that the influence of precipitation on the processes detailed below is not significant. On the other hand, there has been a rainfall of 52 mm at the end of September 2014, 68 mm at the end of November and 60 mm in the middle of December. Therefore, it is considered that the aquifer is affected by precipitation from October 2014, and in most of the following sections, a recharge period of 175 days and a post-recharge period of 145 days, from 13 May 2014 (day 176) to 4 October 2014 (day 320), is analysed. However, in some cases the observation period is extended until 15 April 2015 (day 512).

Lithological characterization

Lithological information of the MAR area is obtained from the RWW and RWE recharge wells, boreholes W1, W2, and W3, drilled specifically for the present study, and the preexisting borehole LC-1.

The analysis of borehole drilled cores and geophysical logs (RWR, RWE, W1, W2 and W3) shows that there are detrital sediments from the UDA (upper detrital aquifer) in the MAR site up to a depth of 82 m (Figure 2). Two units are distinguished in the UDA. The top unit, 45-50 m wide, comprises alternating layers of clays and gravel (W1, W2, and W3) with less amount of clay toward east direction, and changes to a lithology characterised by gravel with clay lenses as confirmed by LC-1 (Figure 2). The lithology down to 45–50 m corresponds to sandy gravel (RWW and W3) and clayey gravel (RWE and W1) with interbedded clay lenses (Figure 2). This unit is around 30-35 m thick (from 45–50 m to 82 m). In the same way as the upper unit, gravel content and the grain size is increasing towards the east, and the lithology changes to gravel and cobbles with interbedded clay lenses (LC-1) (Figure 2). Towards the north, the amount of clay decreases significantly and the lithology is characterised by gravel down to 49 m, as observed in W2 (Figure 14).

Sediments in the UDA are underlain by clay with gravel layer, which separated the UDA and the LDA formations (Figure 2). In the MAR site, this clay layer extends from 82 m to at least 100 m, the maximum depth of the wells. Thus, the LDA (lower detrital aquifer) has been not reached by drilling.

Piezometric behaviour. Hydraulic response

Monitoring wells (W1, W2 and W3) are equipped with electronic pressure transducer to obtain water level (hydraulic heads) hourly. It permits to observe the quick raise up of the piezometric level just after the injection starting (Figure 6). In the first hour, significant increases are observed, ranging between 0,09 m (W1) and 0,45 m (W3). After 24h, increases are of 0.20 m (W1 and W2) and 0.67 m (W3). Maximum groundwater level variations are correlated with injection rates between 22.5 and 25 L/s. When the flow rate drops below this range, equally levels begin to decline (Figure 6). The highest groundwater levels are reached in the three piezometers on 5 February 2014 (after 79 days injection), with increases of 3.05 m (W1 and W2) and 3.52 m (W3). The highest adjustment with the injection rate is observed in the W3, which is the closest to the injection wells. The effect of starting injection in RWE is more remarkable in W1 than in W2. However, W1 and W2 reach the same elevation at the end of January 2014 (after 65 days of injection). Once injection ends, sudden drawdowns are detected and the pre-injection groundwater levels are recovered between 16 days (W3) and 17 days (W1 and W2).

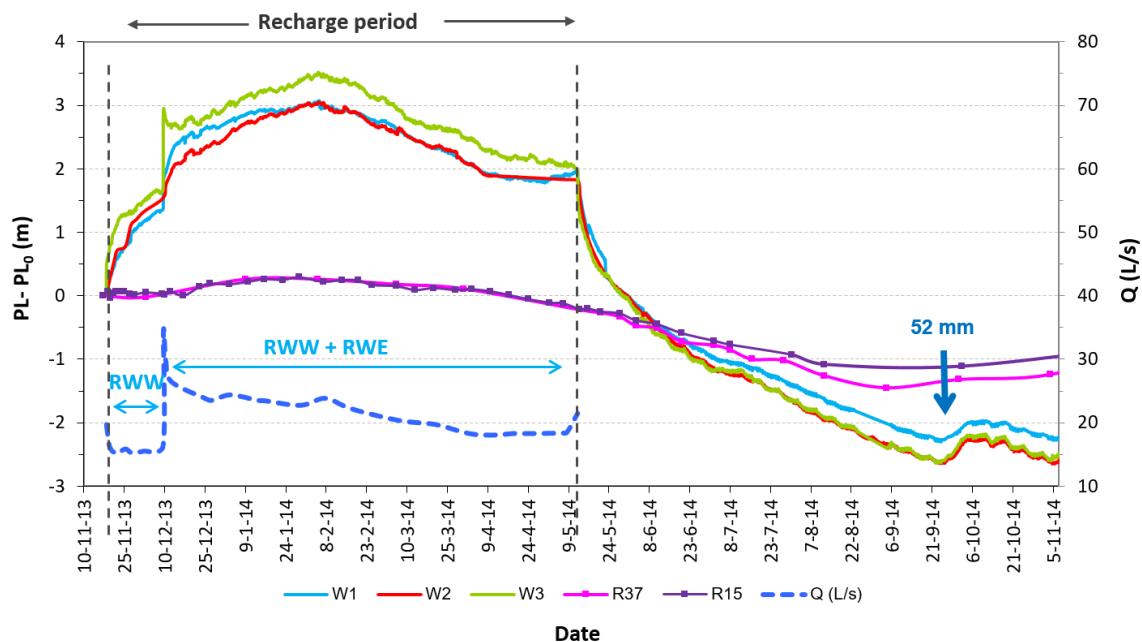


Figure 6. Variations of the piezometric level (PL) related to the piezometric level just before starting recharge (PL_0), and the injection rate (Q). Rainfall is indicated with a arrow

The piezometric levels of the R37 piezometer, at 450 m from the RWE, do not appear to be influenced by the effect of artificial recharge, with a variation very similar to the piezometer R15, which is located at a distance of 1,160 m from the RWE.

Native groundwater and artificial recharge water quality

Hydrochemical and isotopes data correspond to samples taken at a depth of 5 m below the water level. Therefore, the information covered below refers to that aforementioned depth of the aquifer. A summary of major ionic concentrations, stable isotopes of water (^{18}O and ^2H) and EC field measurements of groundwater is listed in Table 1. Native groundwater in the MAR site is classified as brackish water (Fetter 1994), with EC values around of 3,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and TDS (total dissolved solids) around of 2,050 mg/L (Table 1). The representation in Piper diagram defines the water type as calcium-magnesium chloride (Fig. 7a), with chloride concentration of 500-750 mg/L. Groundwater is also characterized by a high nitrate concentration, between 300 mg/L and 400 mg/L.

The average values for the pond water (ARW) during the recharge event are also shown in Table 1. The ARW is characterized by very low mineralization as evidenced by a mean value of EC of 327 $\mu\text{S}/\text{cm}$, and TDS of 239 mg/L. Also, it can be observed that chloride and nitrate concentrations are both quite low, around 20 mg/L and 1 mg/L, respectively. The main ion is the bicarbonate (123 mg/L). Considering the representation in Piper diagram, ARW is calcium-magnesium bicarbonate water type (Figure 7).

ARW is clearly less concentrated in major ions than the NGW and hydrochemical parameters contrast between both types of water is quite significant overall in the chloride and nitrate concentrations. Concentration factors of around 150 times for nitrate and 30 times for chloride are obtained.

Considering the equilibrium with the mineral phase, ARW is clearly sub-saturated with respect to carbonate and sulphate minerals, indicated by saturation index below -1 for calcite ($\text{SI}_{\text{calcite}} = -1.09$), aragonite ($\text{SI}_{\text{aragonite}} = -1.24$), dolomite ($\text{SI}_{\text{dolomite}} = -2.26$), gypsum ($\text{SI}_{\text{gypsum}} = -2.45$) and anhydrite ($\text{SI}_{\text{anhydrite}} = -2.72$). In general, NGW is in equilibrium respect to the carbonate minerals, with SI between 0 and -0.5, and in some degree subsaturated in gypsum and anhydrite ($\text{SI}_{\text{gypsum}} \approx -0.80$ and $\text{SI}_{\text{anhydrite}} \approx -1.10$) (Table 1).

NGW has very low O_2 concentration where as ARW is oxygenated. The organic matter (OM) in ARW is greater than contented in NGW, 4,7 mg O_2/L and $\sim 1\text{-}2$ mg O_2/L , respectively (Table 1). The OM in the ARW would derive from the algae present in the storage pond.

Hydrochemical Processes

The recharge of fresh, oxic, subsaturated (with respect to carbonate and sulphate minerals) and nutrient rich water in a brackish and anoxic aquifer has provoked changes in the water quality during the aquifer flushing. These changes are described here using major anions and cations concentrations, and EC, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values.

Table 1. Quality of artificial recharge water (ARW) and groundwater before starting injection (NGW) and after six months of artificial recharge at RWE (only before injection), W1 (78-m observation well), W2 (84-m observation well) and R37

Parameter ^a	ARW ^b	NGW ^c					After 6 month-injection GW ^e		
		RWE	W1	W2	R37 ^d		W1	W2	R37
EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	327	3027	2886	2990	3600		656	369	2548
TDS	239	2021	2080	2073	2529		475	264	1659
pH	7.6	6.84	6.55	6.49	6.94		7.34	7.53	6.89
OM ^f	4.7	1	1.2	2.3	2.1		0.8	1.3	1
Na ⁺	14	148	147	139	133		35	16	117
K ⁺	3	7	6	6	8		3	2	5
Ca ²⁺	29	280	304	296	372		61	35	236
Mg ²⁺	16	126	136	140	196		29	14	111
Cl ⁻	19	528	568	548	756		68	19	364
SO ₄ ²⁻	32	400	384	388	420		85	45	322
HCO ₃ ⁻	123	232	205	216	198		156	119	228
NO ₃ ⁻	1	300	330	330	430		27	4	260
Br ⁻	0.072	1.26	1.35	1.32	1.49		0.18	0.10	1.20
SiO ₂	3.15	13.7	12.6	10.2	16.1		10.7	9.9	15.8
$\delta^{18}\text{O}$	-0.91	n.m.	-6.12	-5.66	n.m.		-0.73	-0.07	-4.07
$\delta^2\text{H}$	-11.4	n.m.	-34.94	-33.93	n.m.		-10.91	-7.28	-25.83
Sl _{calcite}	-1.09 ^g	-0.01	-0.48	-0.16	0.12		-0.29	-0.43	-0.04
Sl _{aragonite}	-1.24 ^g	-0.14	-0.63	-0.31	-0.02		-0.44	-0.58	-0.19
Sl _{dobomite}	-2.26 ^g	0.02	-1.03	-0.38	0.31		-0.65	-1.06	-0.07
Sl _{gypsum}	-2.45 ^g	-0.84	-0.83	-0.84	-0.79		-1.76	-2.14	-0.97
Sl _{anhydrite}	-2.72 ^g	-1.15	-1.07	-1.08	-1.10		-2.00	-2.39	-1.26

n.m.: not measured

^a mg/L, unless otherwise stated

^b Mean concentration during injection period (November 2013-May 2014)

^c Concentration in November 2013 (^d in October 2013)

^e Concentration 5 June 2014

^f Organic matter by oxidation with KMnO_4 ($\text{mg O}_2/\text{L}$)

^g Sl on 9 December 2013 sample

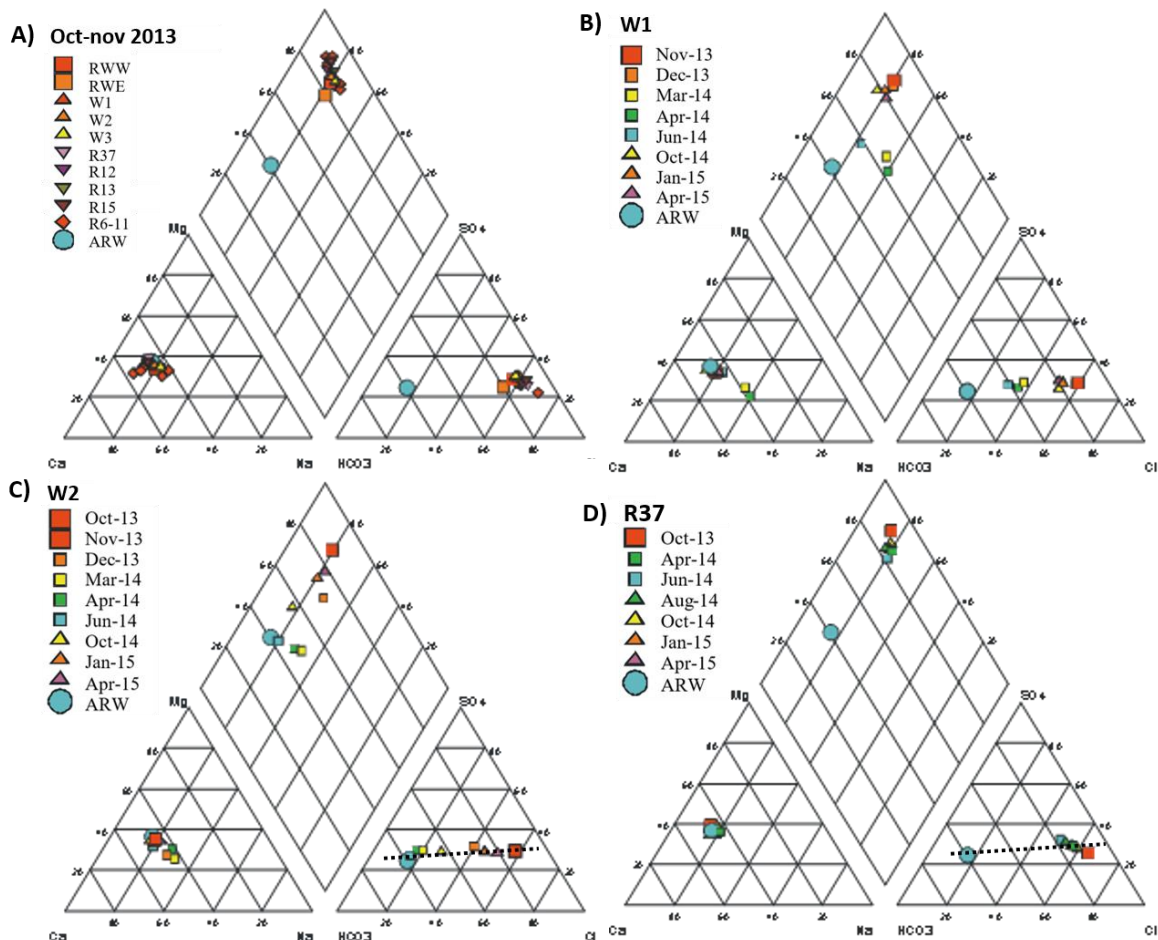


Figure 7. Piper diagram of A) NGW (October and November 2013) in the Rambleta area (samples of the wells R6, R7, R8, R9, R10 and R11 are represented with the same symbol), B) W1 samples (October 2013-April 2015), C) W2 samples (October 2013-April 2015) and D) R37 samples (October 2013-October 2014). The ARW (blue circle) is represented by the mean values during injection period (November 2013-May 2014). Mixing lines is indicated with black dotted lines

Displacement and dilution

Injection is successful in freshening the groundwater in the MAR site. Significant quality changes are recorded in the observation wells, with an important decrease in salinity. Groundwater in W1, W2 and W3 turns into freshwater, recording on 16 May 2014 (day 179) values of 555 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 360 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and 680 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectively, while decreasing from 3,600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ to 2,363 $\mu\text{S}/\text{cm}$ is detected in R37.

The temporal variations in major ion (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} and K^+) concentrations and EC values are quite similar, with pronounced dilution following the injection event and ion concentrations decreasing steadily since the first days of recharge (Figure 8). However, the solute behaviour at each of the wells is in some way different. The response at the beginning of the recharge is almost immediate in W2, with remarkable decreases in a short period of time: EC below 2,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at day 7, below 2,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at day 11, and below 1,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at day 29 of injection. In the W1, these values of EC are reached 20-25 days later, being decisive in the decrease of ions concentration the start of injection in RWE (day 21).

Variations that occurred in W1 between days 70 and 90 are due to the presence of two fronts of recharge with different values of EC each, which become homogeneous with a similar EC value for the whole profile of the well at the end of this period. The point of sampling is initially located in the section of lower EC (upper section). Between days 70 and 90 is located precisely in the zone of mixture between both sections, showing ascents and decreases in concentrations (Figure 8). From day 90 is placed in the lower section, which end up being the only section of EC in the profile. The evolution of EC in depth will be detailed in the section "Vertical EC logs. Flow paths characterization".

Regarding W3, decreases in concentrations are very fast at the beginning of the recharge, decreasing EC below 2,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at day 11. However, the process slows down, reaching values below 2,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and of 1,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at day 29 and 52, respectively; values very similar to those obtained for W1, but far than observed in W2 (Figure 8).

After injection ended, ions concentrations and EC values have been practically constant in W2 during 50 days, registering EC of 360-370 $\mu\text{S}/\text{cm}$ until day 226. At day 318, almost five months after stopping injection, EC of 470 $\mu\text{S}/\text{cm}$ is recorded. From this moment, as already mentioned, important rainfalls take place and their effects add to those of the recharge. EC remains below 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ until day 351. Then, changes in concentrations and in EC values become more important and EC of 988 $\mu\text{S}/\text{cm}$ is detected at day 428. In any case, EC do not exceed 1,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at the end of the control period (day 512).

The stoppage of the injection does not result in changes in salinity in W3 either, with EC staying at ~ 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ until day 267. From this moment, the increases in concentrations get significant, reaching 1,300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at day 318 and $\sim 2,500$ $\mu\text{S}/\text{cm}$ at day 428.

The response to the recharge stop at W1 implies, however, an immediate and constant increase in concentrations until day 351, when it is detected 1,700 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Then salinity continue to increase but more slowly than before, ending with 2,225 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at day 512.

Figure 9 shows the temporal variations in EC values in wells located at 330 m (R12), 450 m (R37), 1,080 m (R6), 1,160 m (R15), and 1,410 m (R8) far from RWE. EC values in R6, R8 and R15 show a very similar evolution, marked by the pumping regime and the climate conditions. Between October and December (2013), there are significant decreases in the EC, probably related to the decline in the wells exploitation regime. From these minimums and due to the scarce winter rainfalls, EC begins to increase. Within this general evolution, the behaviour of the R37 is significantly different, staying constant between December (2013) and February (2014), with significant decreases in the subsequent months ($\sim 1,000 \mu\text{S}/\text{cm}$ in May 2014), and with EC remaining below the other wells until October 2014. As for R12, there is a similar evolution to the first three wells until March when a slight decrease of EC is observed, which continued until June. In any case, R12 is irrigation well with significant pumping rates in summer so that the effect of recharge may be difficult to observe.

After an injection period of six months and more than $300,000 \text{ m}^3$ of recharged water, significant quality changes are observed at 84 m north from RWW (W2) and at 78 m eastern RWE (W1), and also remarkable decreases are detected at 450 m northeastern (R37). No water quality changes are observed at distances longer than 1,000 m (R6, R8 and R15), suggesting no effectiveness by the injection at such distance.

Mixing

During injection major ions and the isotopes evolve from that of the NGW toward ARW. Mixing process is illustrated in the representation of the water isotopic composition versus chloride concentration ($\delta^{18}\text{O}-[\text{Cl}^-]$ and $\delta^2\text{H}-[\text{Cl}^-]$) of ARW and groundwater samples collected from W1, W2 and W3 between November 2013 and January 2015 (Fig. 10). The NGW is characterized by depleted $\delta^{18}\text{O}$ (between -6 and -7) and $\delta^2\text{H}$ (~ -35) and high chloride concentration ($\sim 500 \text{ mg}/\text{L}$). ARW has low chloride ($\sim 20 \text{ mg}/\text{L}$) and is more isotopically enriched than NGW. Furthermore, ARW get enriched along the injection period due to the evaporation process that takes place in the pond. Its isotopic content varies from -1.22 and -12.72 (November 2013) to 0.25 and -6.16 (May 2014) for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, respectively.

As a consequence of water injection, a remarkable enrichment in the isotopic composition is observed in the observation wells. The variations in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in the groundwater reflect clearly the mixing with the ARW, with samples lying along the line between the NGW and the signature of ARW (Figure 10). Due to the variable isotopic composition of the pond water, an artificial recharge mixing line and a post-recharge mixing line can be differentiated; the first more depleted than the second one as the ARW is more depleted at the start of the injection than at the end of the injection.

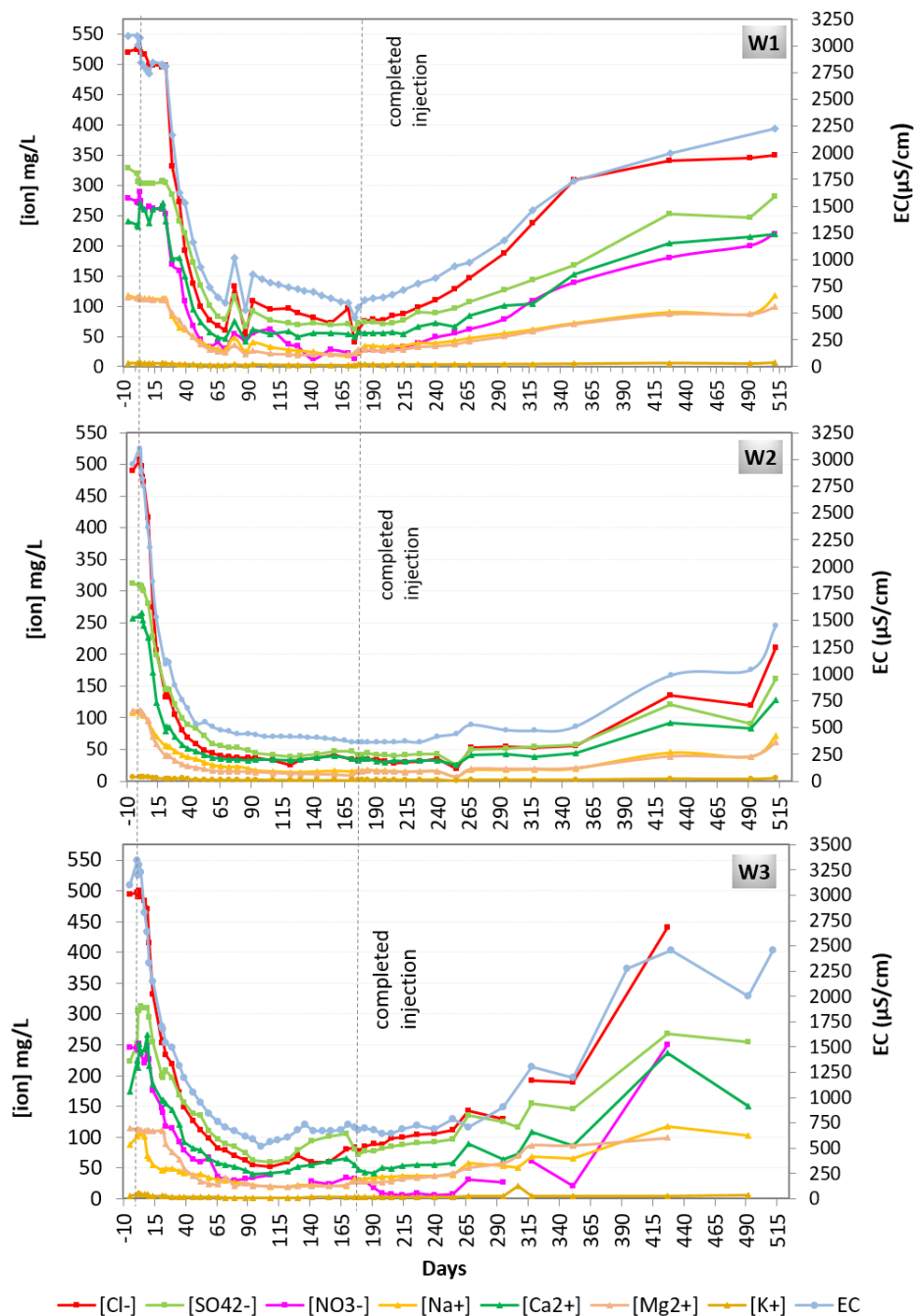


Figure 8. Temporal variations of major ions concentrations and EC values in groundwater samples collected from MAR site observation wells (W1, W2 and W3) during injection period (0-175 day) and postinjection period (176-512 day). Rainfall in mm is indicated by arrows

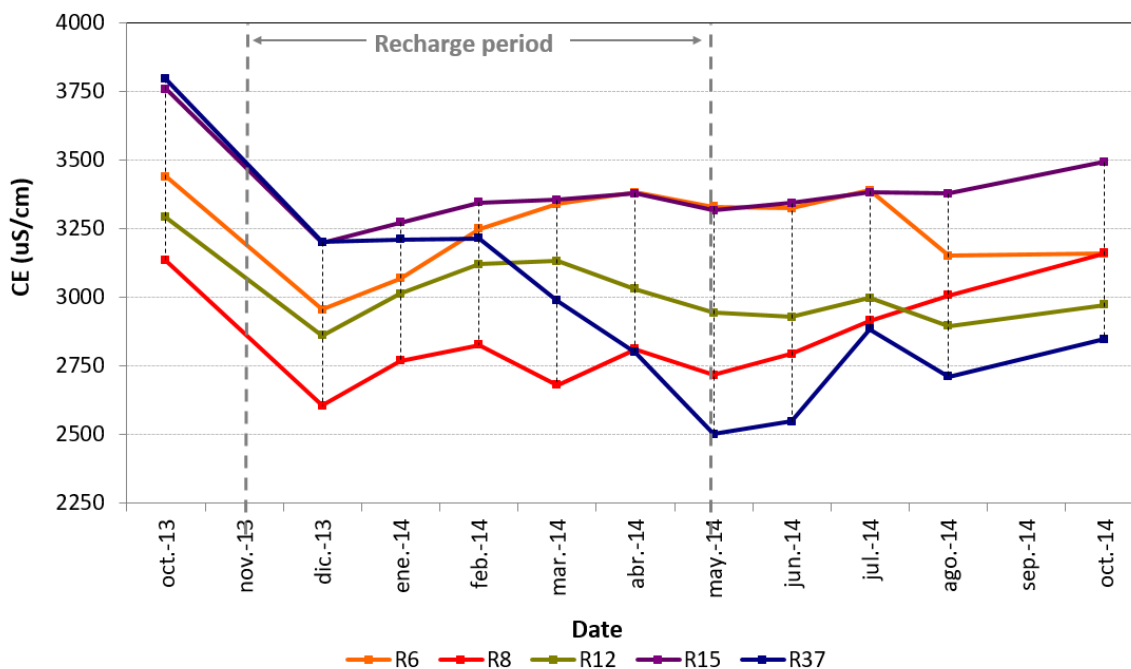


Figure 9. Temporal variations of groundwater EC values in Rambleta monitoring wells (R6, R8, R12, R15 and R37) during injection period (November 2013-May 2014) and postinjection period (May 2014-October 2014). Monitoring wells are located in Figure 5

W2 reaches an isotopic contents and salinity almost identical to the ARW. For their part, W1 and W3 show large changes in quality, moving toward the ARW and reaching a similar composition (Figure 10).

The representation of the water samples collected during injection period in Piper diagrams also permits following the mixing of ARW and NGW. Figures 7b and 7c show the major ions in W1 and W2. In the first case, the passage of chlorinated waters (November 2013) to bicarbonated-chlorinated waters (March, April, June 2014) is observed, following the line of mixture between NGW and ARW. In the case of the cations, the samples remain in the calcic-magnesium zone except samples of March and April 2014 that move towards the sodium end of the diagram. This behaviour seems to indicate a cation exchange process.

In W2, the anions also move along the NGW-ARW mixing line (Figure 7c); with the June 2014 sample showing the same anionic composition as the ARW (bicarbonated water type). In addition, samples from December 2013 to April 2014 show a slight displacement above the mixing line towards the sulphated end, inferring a process of sulphate enrichment besides the mixing

process. In the case of cations, a shift towards the sodium end (samples of December 2013, and March and April 2014) is detected, although it is smaller than that registered in W1.

Related to R37 (Figure 7d), the samples exhibit much lower displacements, going from chlorinated to chlorinated-sulphated waters.

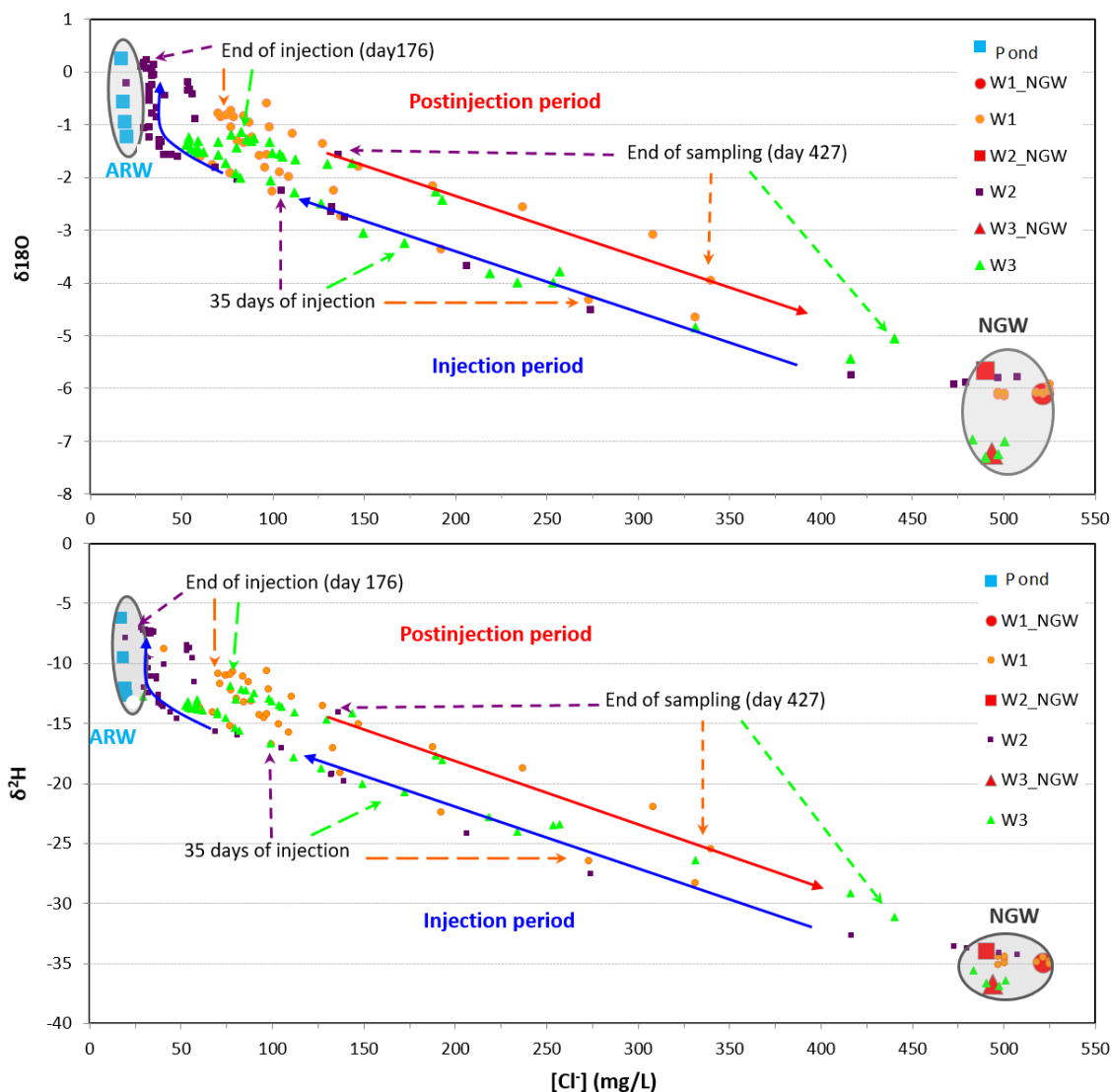


Figure 10. Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ and Cl^- concentration in the ARW (pond samples taken between November-2013 and May-2014), NGW (W1_{NGW} , W2_{NGW} and W3_{NGW} samples taken the 12, 13-November-2013) and mixing water (W1 , W2 and W3 samples taken between the 19-November-2013 and the 20-January-2015). Arrows show the evolution with time: the blue arrows indicate the injection period, the red arrow indicates the postinjection period and the dotted arrows show composition on specific days

Mixing ratio. Water travel times

Five parameters have been selected to calculate the mixing ratio between the NGW and the ARW. Chloride is a good candidate as a conservative tracer in situations with absence of evaporite minerals within the aquifer and where freshwater is injected into a more saline aquifer. In this case, there is a strong distinction in salinity between the ARW and NGW, with a contrast factor of 30 in the chloride ion. Related the nitrates, a strong contrast of 150-300 times should also allow to determinate the breakthrough of the injected water at the observation wells. Low contrasts are recorded in ^{18}O and ^2H isotopes, with factor of 7 and 3 times, respectively, but these parameters have been used successfully in other recharge experiences (Le Gal La Salle et al. 2005, Kattan et al. 2010, Zakhem and Hafez 2012) and we also use them to trace injected water. Its main drawback is the variability in the ARW signature, as seen before, related to seasonal changes and the varying degrees of evaporation in the pond. Finally, we have used EC data coming from the CTDs diver installed in W1, W2 and W3. CTDs provide hourly data of EC, allowing a valuable accuracy in determining the arrival time of the recharge front. The contrast in EC between the ARW and the NGW is 10 times.

The mixing ratio (MR) has been calculated using a mass balance of the two components (ARW and NGW). The considered parameters for NGW are those of the observation wells prior to the injection event. The ARW parameters are the average values obtained from samples taken during injection (Table 1), except for the isotopes with which successive values have been considered.

Considering EC, the maximum MR reaching in the observation wells is 99 % in W2, with MRs above 95% from day 71 (29 January 2014) to day 255 (31 July 2014) (Figure 11). In W1 and W3, remarkable MRs are obtained in the same period (71-255 days): 80-90% and 85-90%, respectively. Regarding R37, the maximum MR is 36%, surpassing 25% in the period between day 176 (13 May 2014) and day 213 (20 June 2014).

The MRs calculated using chloride concentrations (MR_{Cl}), nitrates (MR_{NO_3}) and stable water isotopes ($\text{MR}_{\delta^{18}\text{O}}$ and $\text{MR}_{\delta^2\text{H}}$) are quite similar to those obtained with the EC (Figure 12). In general, the MR_{Cl} shows the highest values, and the $\text{MR}_{\delta^{18}\text{O}}$ and $\text{MR}_{\delta^2\text{H}}$ represent the lowest.

Water velocity has been determined from the MR values. We consider the MR 50% to calculate the arrival time and the true velocity since the mean arrival time of the tracer (the arrival time of the center of mass) is representative of the bulk flow or linear velocity (Zakhem and Hafez 2012) so we can calculate the mean travel time (t_{50}) as 50% break-through (Stuyfzand 1998).

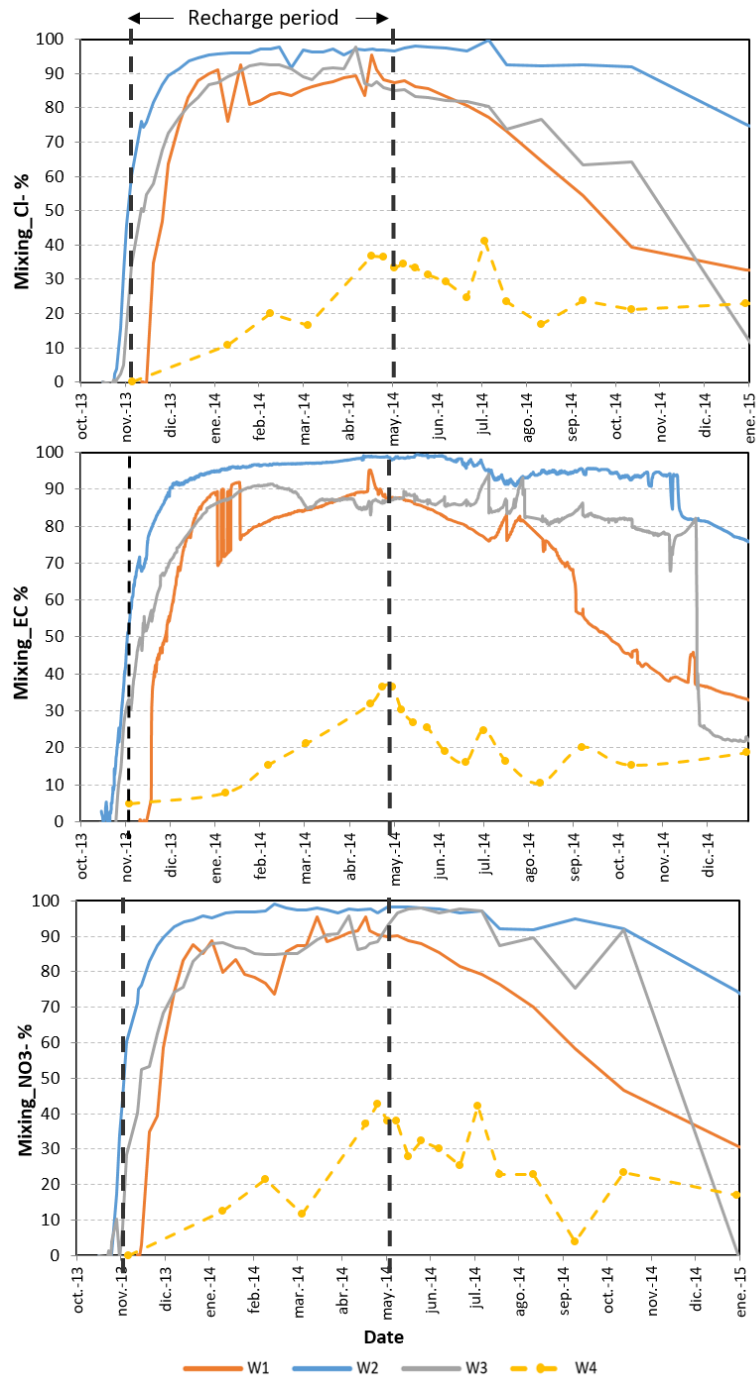


Figure 11. Mixing ratio (MR) in % calculated using EC values, and chloride and nitrate concentrations. EC values come from CTD divers (W1, W2 and W3) and from groundwater samples (R37)

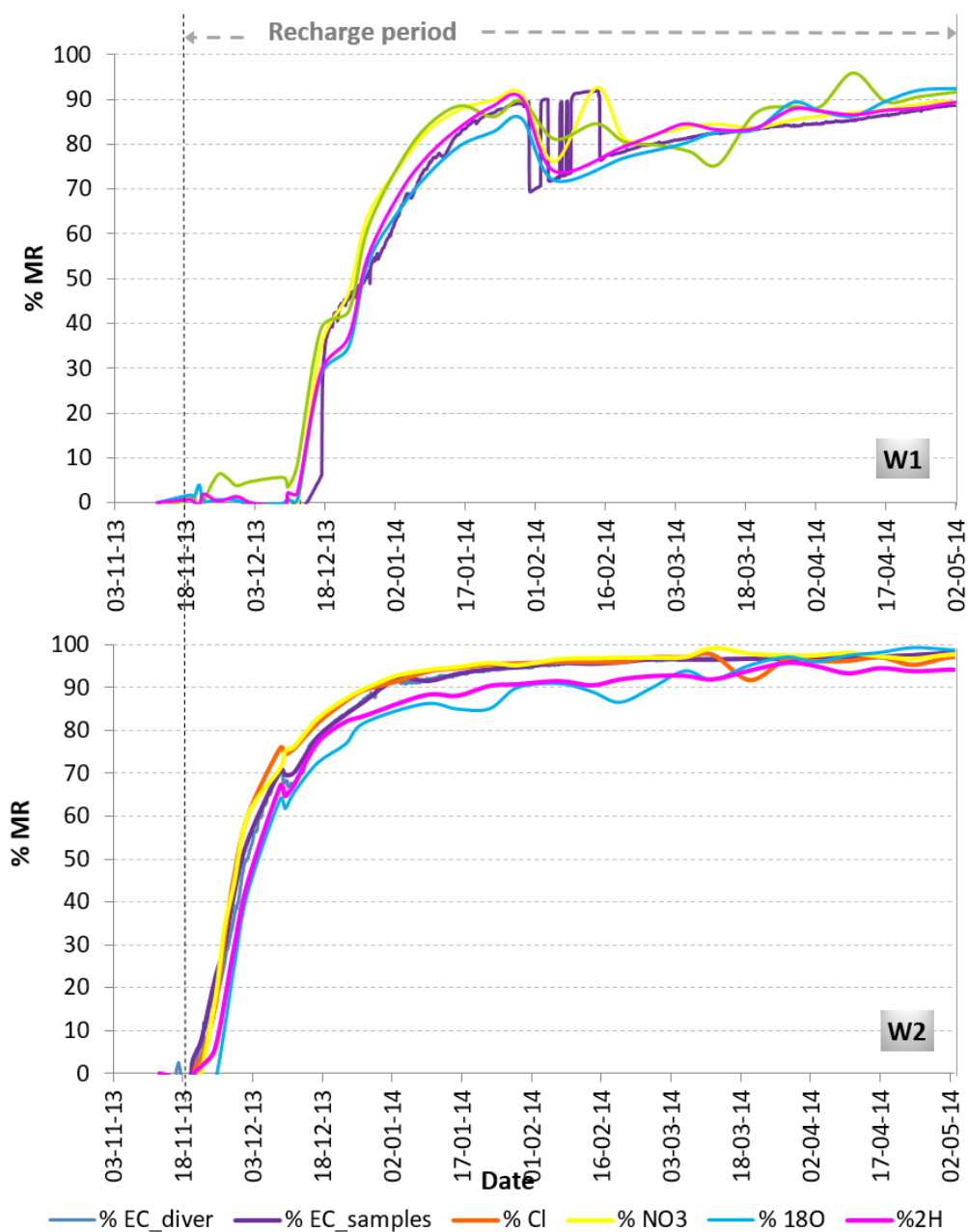


Figure 12. Mixing ratio (MR) in % calculated using EC values from CTD divers, chloride and nitrate concentrations, EC values and $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ from groundwater samples of W2 and W1

The true velocities calculated by the five parameters (EC, Cl^- , NO_3^- , $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) are quite similar in each well W1, W2 and W3 (Table 2). The velocity in RWW-W2 area (north direction) results the highest, reaching a mean velocity of 6.3 m/d, and ranging depending of the parameter from 5.1 m/d ($\delta^{18}\text{O}$) to 7.5 m/d (Cl^-). The velocity in RWW-W3 area (east direction) is of 2.4 m/d, ranging between 2.2 m/d (NO_3^- and EC) and 2.7 m/d ($\delta^2\text{H}$). The velocity in RWE-W1 area (east direction) is 4.9 m/d, ranging between 4.5 m/d (EC and $\delta^{18}\text{O}$) and 5.6 m/d (Cl^-). RWW-W2 velocity is 1.3 times bigger than RWE-W1 velocity, and 2.6 times bigger than RWW-W3. This results correlate with the type of sediments observed in W2, pebble with clay, and sandy pebble and gravel, that would facilitate groundwater flow compared to clayey gravel sediments from W1 and W3. Although they can also be influenced by the injection rate, higher in RWW than in RWE, which would contribute to the velocities calculated in W2 being greater than in W1.

Table 2. Arrival times and true velocities calculated from MR 50%. MR has been calculated using EC values (from CTD divers), Cl^- and NO_3^- concentrations and $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ (from groundwater samples)

	Distance (m)	Arrival time (days)	V_{true} (m/d)	Mean V_{true} (m/d)
North direction (R W W -W 2)				
MR 50% (E C _Diver)	84	13.0	6.5	6.3
MR 50% (Cl ⁻)		11.2	7.5	
MR 50% (NO ₃ ⁻)		11.5	7.3	
MR (δ ¹⁸ O)		16.5	5.1	
MR 50% (δ ² H)		15.7	5.4	
E ast direction (R W W -W 3)				
MR 50% (E C _Diver)	51	23.0	2.2	2.4
MR 50% (Cl ⁻)		20.8	2.5	
MR 50% (NO ₃ ⁻)		23.5	2.2	
MR (δ ¹⁸ O)		20.3	2.5	
MR 50% (δ ² H)		18.8	2.7	
E ast direction (R W E -W 1)				
MR 50% (E C _Diver)	78	17.0	4.6	4.9
MR 50% (Cl ⁻)		14.0	5.6	
MR 50% (NO ₃ ⁻)		15.6	5.0	
MR (δ ¹⁸ O)		17.3	4.5	
MR 50% (δ ² H)		17.0	4.6	

Vertical EC logs. Flow paths characterization

The greatest flow rates will occur in the most transmissive layers, which receive greater amount of injected freshwater. Therefore, it is necessary to observe the advance of the ARW in the different layers in the case of heterogeneous aquifer with differences in its hydraulic conductivity. The effect of vertical heterogeneity on the migration rate of the ARW and the presence of preferential flow paths have been studied by EC profiles. A total of 159 profiles have been performed before, during and after injection in W1, W2 and W3, following a variable cadence: daily in the first days of the recharge, 2-3 times weekly until December 2013, weekly until June 2014 and biweekly until December 2014. Profiles of W1 and W2 reach 59-60 m depth while those of W3 reach up to 82 m.

EC logs before the start of the injection are fairly uniform, with hardly any variations in the EC values in the vertical (12-13 November logs in Figures 13, 14 and 15). The maximum difference along the profiles is recorded in W3 with EC variations of 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$, being 130 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in W2 and 13 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in W1.

Once the recharge begins, remarkable decreases of the EC are observed in W3, although they do not take place in the same way along the profile and four sections can be distinguished (Figure 13). The section with greater EC decrease is placed between the depths 57 m and 66 m (section 2), reaching the MR 50% in 14 days. On the contrary, section 3 (66-72 m deep) reaches the MR 50% in 51 days. From the t_{50} of each section, flow velocities are calculated, varying from 1 m/d (section 3) to 3.6 m/d (section 2). Velocities of 2.4 m/d and 1.3 m/d are obtained in sections 1 and 4, respectively. The most transmissive sections correlate with sandy gravel (section 2) and clayey gravel (section 1) sediments, while section 3 would correspond with sand with cobble sediments.

W2 presents similar profiles in shape to the section 1 of W3. Profiles are homogeneous throughout the recharge process, always with differences between the highest and lowest values of the profile below 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$, and below 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ since the 10 January 2014 (Figure 14). This uniformity of EC with depth would indicate a homogeneous flow along the aquifer section penetrated by this piezometer. Despite having the same shape of section 1 of W3, the freshwater front advances faster in W2 than in W3 and the speed calculated in this piezometer reaches 6 m/d, which would be in agreement with the type of sediments observed in W2 (pebble with clay, and sandy pebble and gravel) that would facilitate groundwater flow compared to clayey gravel sediments from W3.

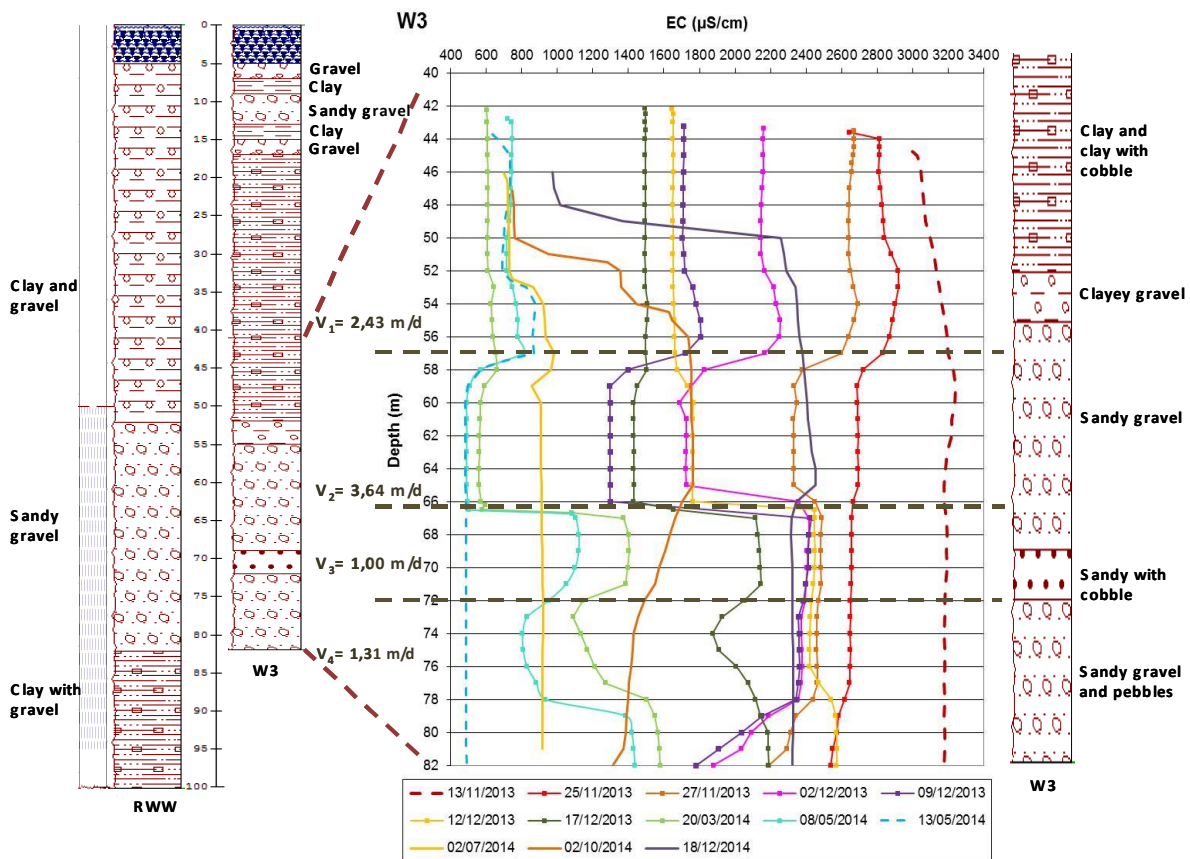


Figure 13. Vertical profiles of groundwater EC in monitoring well W3 between November 2013 and December 2014, and lithological columns of recharge well RWW and W3 (W3 column is enlarged on the right)

The depth attained by W1 is similar to W2 (60 m). However it shows an evolution and shape quite different. Once RWW recharge starts, there are hardly any variations in the EC. Profiles remain homogeneous, with variations in depth always lower than 100 $\mu\text{S/cm}$. However, significant declines in the EC result at three days after launching the RWE (12 December 2013) and two sections of different behaviour are observed, with EC being lower in the superficial meters, $\sim 2,100 \mu\text{S/cm}$ versus $\sim 2,600 \mu\text{S/cm}$ (17 December 2013 log in Figure 15). In the following profiles, the EC continues to decrease significantly until 13 May 2014, one day after the recharge stopping. In this period, the depth of the EC changing varies, getting closer to the piezometric surface until returning to homogeneous profiles as of 6 March 2014.

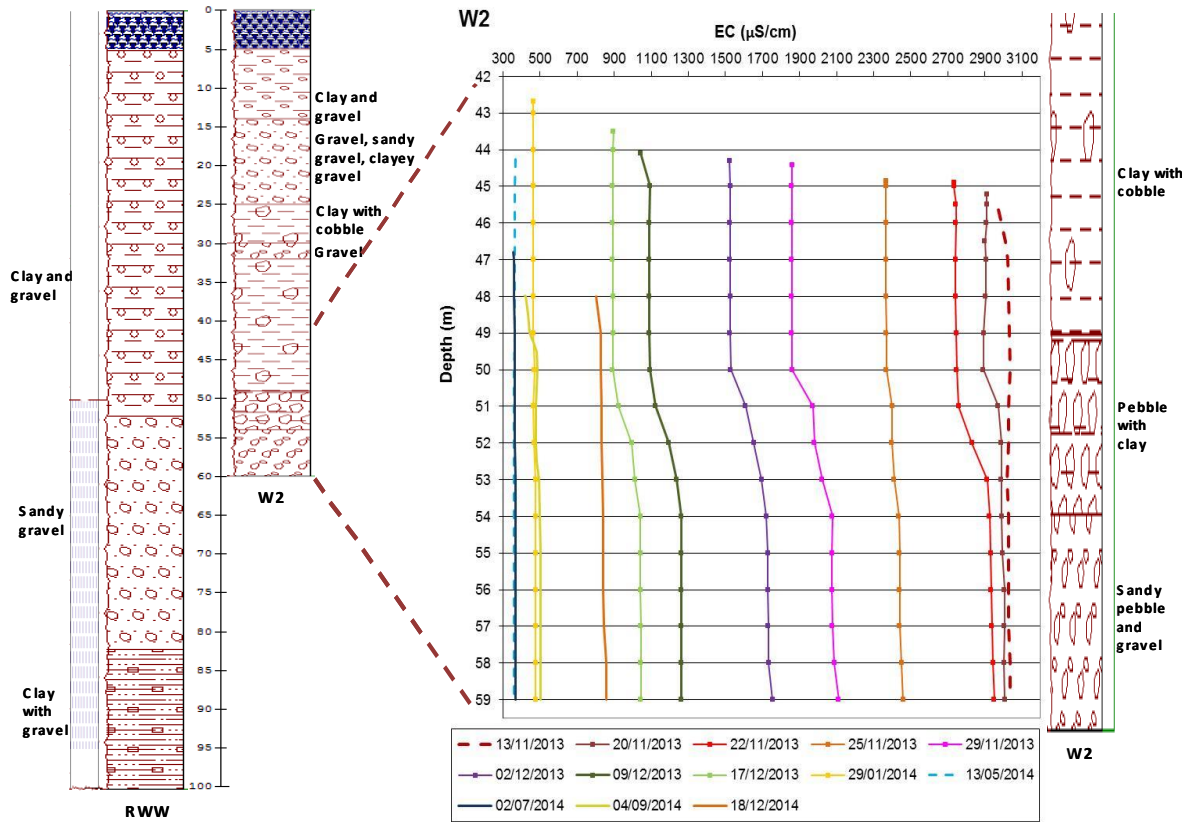


Figure 14. Vertical profiles of groundwater EC in monitoring well W2 between November 2013 and December 2014, and lithological columns of recharge well RWW and W2 (W2 column is enlarged on the right)

W1 lithological column indicates a layer of gravel between the 42 and 45 m meters. The arrival of water with minor salinity in the superficial meters of the profile would indicate that ARW moved through this section at greater speed. With a certain delay it arrives also through the section of gravel present from 50 m deep. The flow velocities during recharge calculated by MR 50% in both sections, namely at a depth of 43 m and 55 m, are equal to 4.3 m/d in the upper section and to 2.5 m/d in the lower section (Figure 15). The flushing delay between both zones may be due to packages of clays that could be placed through the flow passage between RWE and W1 in the lower section.

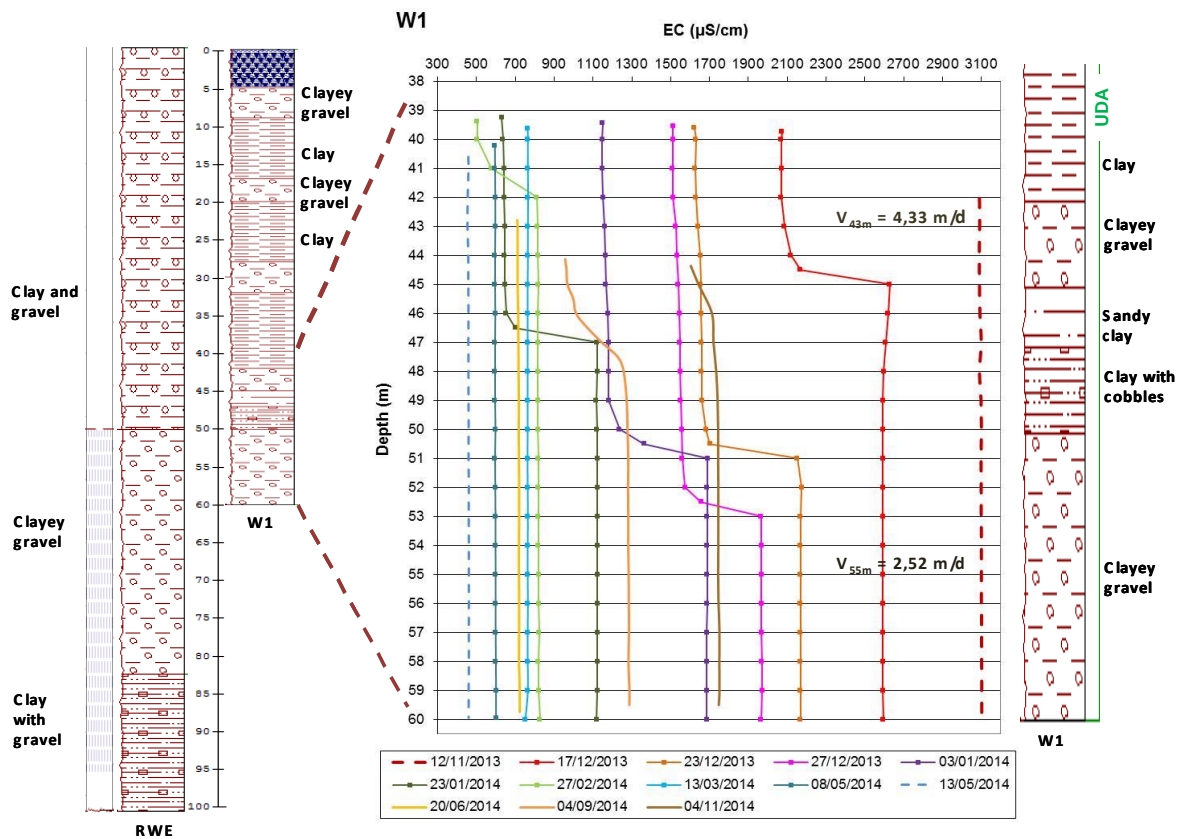


Figure 15. Vertical profiles of groundwater EC in monitoring well W1 between November 2013 and November 2014, and lithological columns of recharge well RWE and W1 (W1 column is enlarged on the right)

Profiles of R12, R15 and R37 are quite homogeneous (Figure 16). R37 shows significant decreases in EC, reaching values of $\sim 2,400 \mu\text{S/cm}$ along the whole profile at the end of May 2014. R12 shows certain decline in the EC between the 13-May-2014 and the 28-July-2014, reaching the minimum in the last date ($\sim 2,900 \mu\text{S/cm}$). In this period, however, there are raises and decreases in EC due surely to the pumping regime of this well. In R15, EC profiles are upper $3,100 \mu\text{S/cm}$ with an upward evolution in the period November 2013-October 2014.

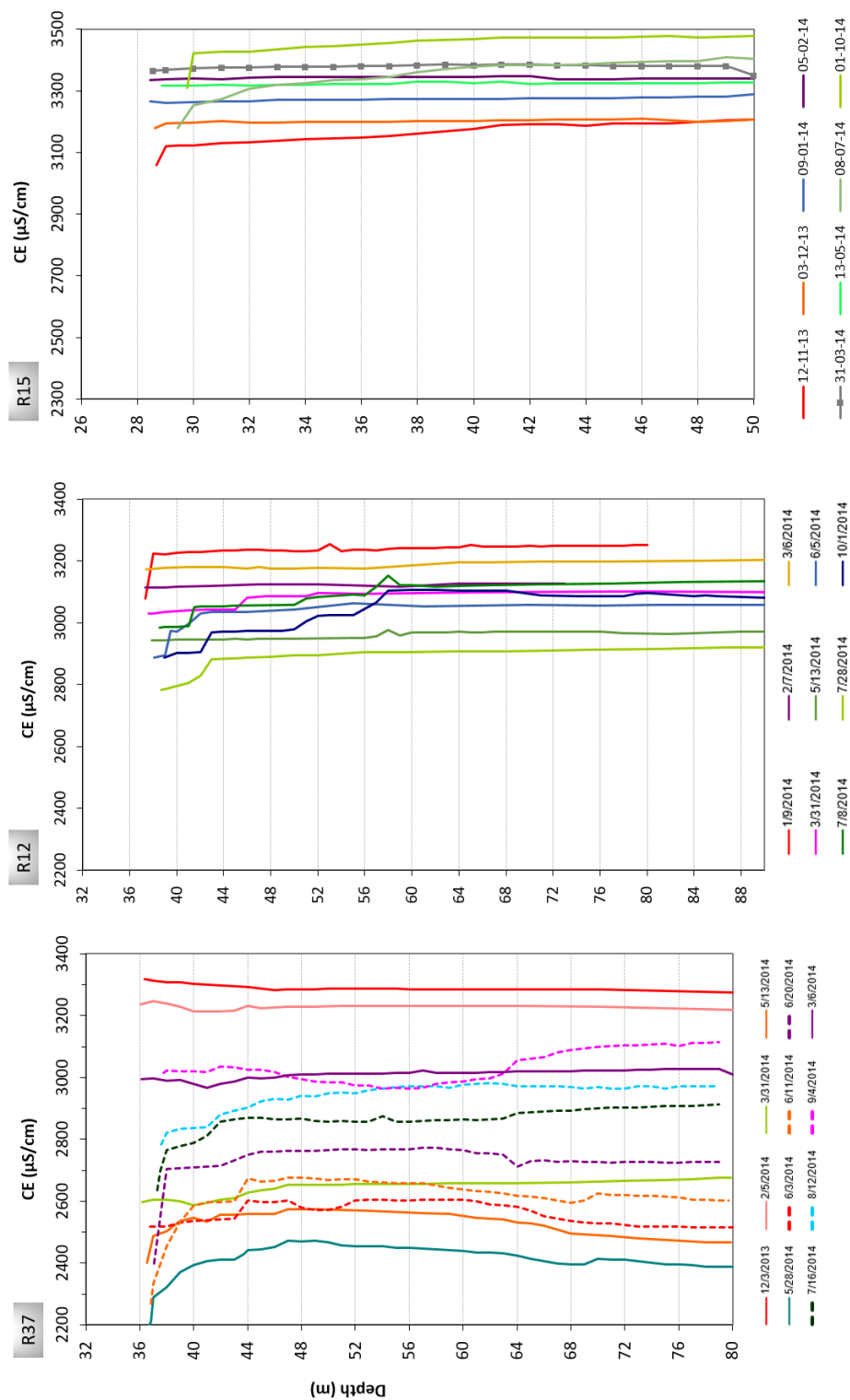


Figure 16. Vertical profiles of groundwater EC in monitoring well R37 (450 m far from RWE), R12 (340 m far from RWE) and R15 (1,085 m far from RWE)

Geochemical processes. Water-sediment reactions

As mentioned, the evolution of the major ions is quite similar to each other (Fig. 8) but certain enrichments are observed in several ions, such as sulphates and sodium (Fig. 7), indicating that other processes occur in addition to the conservative mixing between ARW and NGW. A diversity of geochemical processes could take place: cation exchange, minerals dissolution (calcite, aragonite, gypsum), oxidation of sulphide minerals (pyrite) and organic matter, etc. (Stuyfzand 1998, Stuyfzand et al. 2002, Greskowiak et al. 2005, Vandenbohede et al. 2009, Vanderzalm et al. 2010). Mass balance and ionic deltas (Δ) have been used to reveal water-sediment geochemical processes through the ARW flushing.

The temporal variations of ionic deltas (ΔHCO_3^- , ΔSO_4^{2-} , ΔNO_3^- , ΔCa^{2+} , ΔMg^{2+} , ΔNa^+ and ΔK^+) show similar behaviour in the monitoring wells W1, W2 and W3 (Figure 17). The arrival of the recharge front, pointed by a sudden decrease in chloride concentration, results in positive variations of ΔHCO_3^- , ΔSO_4^{2-} , ΔCa^{2+} (not in W1) and ΔNa^+ , and negative variations of ΔMg^{2+} (not in W3) and ΔNO_3^- (mainly in W1). ΔK^+ is practically equal to zero. The excess in HCO_3^- and Ca^{2+} suggests calcite/aragonite dissolution, but the ΔHCO_3^- and ΔCa^{2+} have no similar order of magnitude (Table 3). For its part, the excess in Na^+ identifies that ion exchange could also occur during injection, while the losses of NO_3^- may correlate to redox processes.

The most important geochemical process leading to the arrival of the recharge front would be the cation exchange, with positive Na^+ deltas of 1.55-1.75 meq/L in W1 and 0.67-1.28 meq/L in W2 (Table 3). The most logical explanation for this excess of Na^+ , neglected the presence of halite in the aquifer matrix, is that a direct cation exchange is taking place, which released Na^+ to the solution and captured Ca^{2+} and/or Mg^{2+} on exchanges sites (Pulido-Leboeuf 2004). Therefore, the positive deltas of Na^+ must correspond to negative deltas of Ca^{2+} and/or Mg^{2+} of the same order. However, the excess of Na^+ in the solution does not correspond to the same defect of Ca^{2+} and Mg^{2+} . The explanation for this imbalance may be due to the overlapping of dissolution processes and cation exchange: dissolution of carbonate minerals releases Ca^{2+} to the solution while direct cation exchange removes Ca^{2+} from the solution on the exchange sites.

Considering anions, positive deltas of sulphates and bicarbonates are recorded during injection period, which may correspond to dissolution process of the mineral phase, especially dissolution of gypsum, calcite and aragonite comprised within the matrix of the aquifer. In fact, the dissolution of calcite has been the main hydrogeochemical process referred to in recharge experiences (Vandenbohede et al. 2009, Vanderzahl et al. 2010) but also has been reported enrichments in bicarbonates due to redox reactions (sulphides and organic matter oxidation), which trigger acid buffering reactions like the dissolution of calcite (Stuyfzand 1998, Greskowiak et al. 2003).

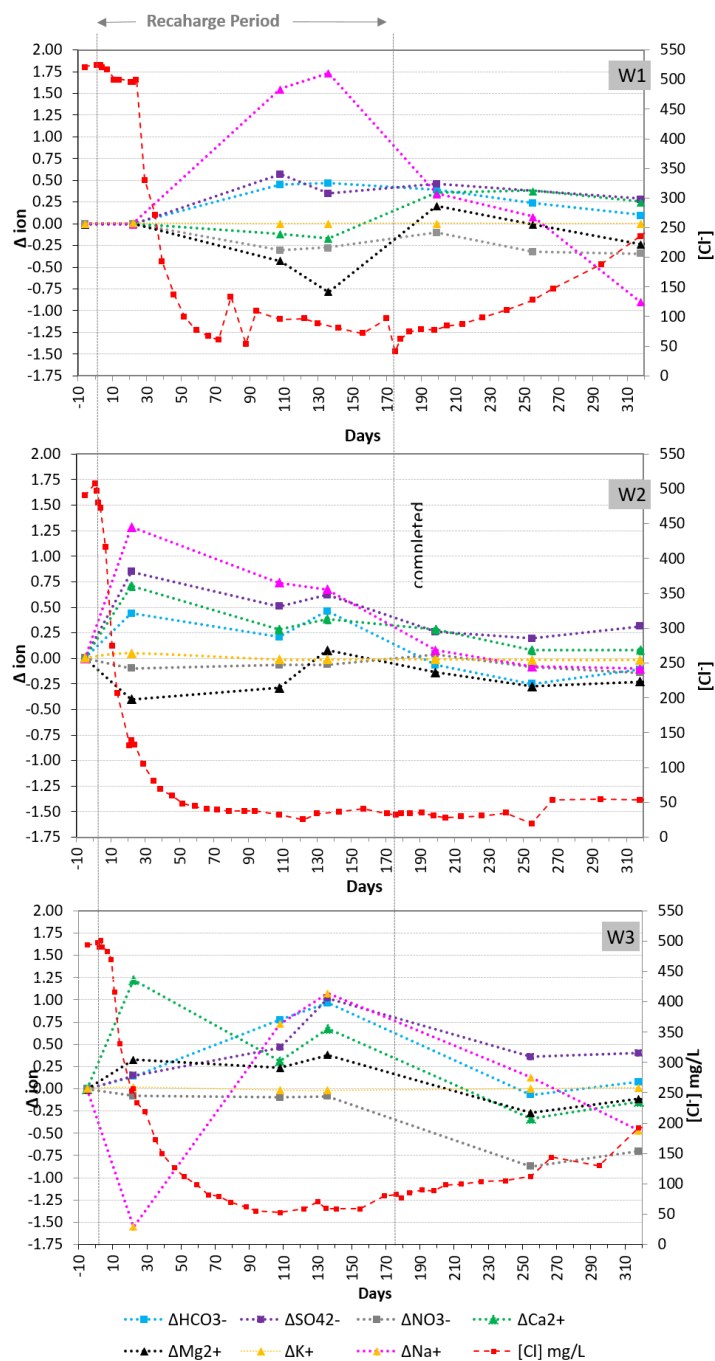


Figure 17. Evolution of ionic deltas of HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ and K^+ in groundwater samples (W1, W2 and W3) during injection period (0-175 day) and postinjection period (176-320 day)

Table 3. Calculated ionic deltas of major ions (HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ and K^+) in groundwater samples (W1, W2 and W3) (positive value = gain; negative value = loss) during recharge period (days 22, 108 and 135), postrecharge period without rainfalls (days 199 and 255) and postrecharge period with rainfalls higher than 50 mm/month (days 318 and 427)

Date		10/12/2013	06/03/2014	03/04/2014	05/06/2014	31/07/2014	02/10/2014	20/01/2015
Days(*)		22	108	135	199	255	318	427
S tation ID	Deltas (Δ)	Recharge period			Postrecharge period ⁽¹⁾		Postrecharge period ⁽²⁾	
W1	f_{ARW}	0,00	0,83	0,86	0,90	0,79	0,56	0,37
	ΔSO_4	0,00	0,57	0,35	0,46	0,29	-0,20	0,42
	ΔHCO_3	0,00	0,45	0,47	0,39	0,24	0,10	0,35
	ΔNO_3	0,00	-0,30	-0,27	-0,10	-0,32	-0,35	-0,46
	ΔCa	0,00	-0,12	-0,17	0,36	0,38	0,26	0,70
	ΔMg	0,00	-0,43	-0,79	0,21	0,00	-0,24	0,04
	ΔNa	0,00	1,55	1,74	0,35	0,09	-0,91	-0,37
	ΔK	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04
W2	f_{ARW}	0,77	0,98	0,98	1,00	0,95	0,95	0,78
	ΔSO_4	0,85	0,51	0,62	0,26	0,19	0,31	0,21
	ΔHCO_3	0,44	0,21	0,46	-0,07	-0,25	-0,11	-0,16
	ΔNO_3	-0,10	-0,06	-0,06	0,04	-0,09	-0,14	-0,10
	ΔCa	0,71	0,28	0,38	0,28	0,08	0,08	0,19
	ΔMg	-0,40	-0,29	0,08	-0,14	-0,27	-0,23	-0,34
	ΔNa	1,28	0,74	0,67	0,08	-0,08	-0,10	0,14
	ΔK	0,05	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,02
W3	f_{ARW}	0,51	0,93	0,90	n.m	0,80	0,68	0,20
	ΔSO_4	0,17	0,46	1,02	n.m	0,36	0,41	-0,99
	ΔHCO_3	-0,05	0,75	0,93	n.m	-0,07	-0,05	0,62
	ΔNO_3	-0,06	-0,09	-0,08	n.m	-0,87	-0,68	-0,21
	ΔCa	0,95	0,28	0,62	n.m	-0,34	-0,32	-0,28
	ΔMg	0,33	0,24	0,38	n.m	-0,27	-0,11	-0,71
	ΔNa	-1,03	0,80	1,18	n.m	0,13	-0,13	0,15
	ΔK	0,02	-0,02	-0,02	n.m	0,00	0,01	-0,03

n.m.: not measured

(*) Days since injection started

(1) without rainfall (<5 mm/month)

(2) rainfalls >50 mm/month

The ARW is subsaturated with respect to carbonate and sulphate minerals, indicated by saturation index for calcite and aragonite of, respectively, -1.09 and -1.29, and saturation index for gypsum and anhydrite of, respectively, -2.45 and -2.72 (Table 1). Thus, ARW denotes potencial to induce minerals dissolution, and dissolution may be expected. On the other hand, the presence of sulphides mineralizations in the aquifer matrix (López-Gutiérrez et al. 2010, Giménez-Forcada and Vega-Alegre 2015) makes oxidation of sulphides also likely.

In any case, it is either coupled to the oxidation process or not, the dissolution of carbonate minerals would lead to a positive ΔCa^{2+} , which can be effectively observed in W2 and W3. However in W1, except for one sample, the ΔCa^{2+} show slightly negative values during recharge

period. In this piezometer, however, important positive ΔNa^+ are distinguished. As said before, simultaneously with the dissolution, a Ca-Na ion exchange process would take place, with the remove of Ca^{2+} and the passage to the dissolution of the Na^+ . The exchange process would explain the dissolution of the calcite without the subsequent positive ΔCa^{2+} and would compensate the excesses of Na^+ registered.

If we consider the dissolution of carbonate (calcite and aragonite) and sulphate (gypsum and anhydrite) minerals, the dissolved Ca^{2+} would be equal to the sum of the bicarbonate and sulphate delta. However, ΔCa^{2+} is minor to the calculated Ca^{2+} as $\Delta\text{HCO}_3^- + \Delta\text{SO}_4^{2-}$ (Table 3). It could be considered that the difference between ΔCa^{2+} and $\Delta\text{HCO}_3^- + \Delta\text{SO}_4^{2-}$ is the Ca involved in the cation exchange. Thus, cations could be balanced in the most cases. For example, in the W2 sample of day 108, the ΔHCO_3^- is 0.21, which would imply a positive ΔCa^{2+} of the same order due to the carbonate dissolution. If we consider that the dissolution of the sulphate minerals also takes place, Ca^{2+} would reach the 0.72 meq/L. Since ΔCa^{2+} is 0.28, a total of 0.44 meq Ca^{2+} /L (0.72 meq/L - 0.28 meq/L) could participate of exchange processes. In this case, Ca^{2+} and Mg^{2+} (0.44 meq/L + 0.29 meq/L = 0.73 meq/L) may release 0.73 meq Na^+ /L ($\Delta\text{Na}^+ = 0.74$ meq Na^+ /L) to dissolution.

In the same way, we could calculate the gains of HCO_3^- and SO_4^{2-} , related to the carbonate and sulphate minerals dissolution, based on a sum of the excesses and losses in Ca^{2+} , Mg^{2+} and Na^+ , and SO_4^{2-} and HCO_3^- , respectively. Namely, gains of HCO_3^- could be calculated by $\Delta\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Mg}^{2+} + \Delta\text{Na}^+ - \Delta\text{SO}_4^{2-}$ (Sum₁), while for SO_4^{2-} the balance to describe the dissolution processes would be expressed as $\Delta\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Mg}^{2+} + \Delta\text{Na}^+ - \Delta\text{HCO}_3^-$ (Sum₂). Table 4 illustrates the comparison of ΔHCO_3^- and ΔSO_4^{2-} , and the gains of HCO_3^- and SO_4^{2-} calculated considering that these ions become from dissolution processes (Sum₁ and Sum₂). Values obtained in each couple are quite similar in the most cases. Only W3 at day 255 and W2 at day 22 differ significantly. For the other samples, Sum₁ and Sum₂ are adequate to explain excesses of HCO_3^- and SO_4^{2-} and we can consider that the dissolution processes are the main chemical change related to anions.

Concerning OM, a significance removal is denoted. The content of OM become mainly from algae growing in the pond. Algae organic matter could be considered as highly degradable organic matter, expected to be available for decomposition (Greskowiak et al. 2005). Considering the content of OM in the ARW (4.7 mg/L expresses as mg O_2 /L), NGW (1-2 mg O_2 /L) and groundwater at the end of injection (1 mg O_2 /L) (Table 1), a removal of about 5 mg O_2 /L could be inferred. The oxidation of OM is generally coupled to the reduction of terminal electron acceptors (TEA), mainly O_2 and NO_3^- (Stuyfzand et al. 1998, Stuyfzand et al. 2002, Greskowiak et al. 2005, Vanderzaln et al. 2010). Thus, the O_2 content in the ARW and the NO_3^- present in the mixing water could participate in redox reactions, mainly in oxidation of OM but could be also involved in sulphide oxidation. As mentioned before, the gains in SO_4^{2-} would be coupled to sulphate minerals dissolution but a limited sulphide oxidation could occur. No oxygen data are available but it can be assumed that oxygen content in the ARW is completely consumed by oxidation during flushing. The

ΔNO_3^- reaches the negative value of 0.30 meq/L in the W1, while slight negative values are in the rest of samples (Table 3), suggesting the nitrates also take the role of TEA (especially in W1).

Table 4. Comparison of ΔHCO_3^- and ΔSO_4^{2-} and gains of HCO_3^- and SO_4^{2-} calculated by an ions balance (Sum_1 and Sum_2) considering that the excess of those ions are due to carbonate and sulphate minerals dissolutions. Sum_1 is the balance for the HCO_3^- and the Sum_2 is the balance for the SO_4^{2-}

Date		10/12/2013	06/03/2014	03/04/2014	05/06/2014	31/07/2014
Days (*)		22	108	135	199	255
Station ID	Sum ⁽¹⁾⁽²⁾ / Deltas	Recharge period			Postrecharge period	
W1	$\text{HCO}_3^-_{\text{Sum}(1)} / \Delta\text{HCO}_3^-$	0 / 0	0.43 / 0.45	0.43 / 0.47	0.46 / 0.39	0.18 / 0.24
W2	$\text{HCO}_3^-_{\text{Sum}(1)} / \Delta\text{HCO}_3^-$	0.74 / 0.44	0.22 / 0.21	0.51 / 0.46	-0.04 / -0.07	-0.46 / -0.25
W3	$\text{HCO}_3^-_{\text{Sum}(1)} / \Delta\text{HCO}_3^-$	0.08 / -0.05	0.86 / 0.75	1.16 / 0.93	n.m.	-0.84 / -0.07
W1	$\text{SO}_4^{2-}_{\text{Sum}(2)} / \Delta\text{SO}_4^{2-}$	0 / 0	0.55 / 0.57	0.31 / 0.35	0.53 / 0.46	0.23 / 0.29
W2	$\text{SO}_4^{2-}_{\text{Sum}(2)} / \Delta\text{SO}_4^{2-}$	1.15 / 0.85	0.52 / 0.51	0.67 / 0.62	0.29 / 0.26	-0.02 / 0.19
W3	$\text{SO}_4^{2-}_{\text{Sum}(2)} / \Delta\text{SO}_4^{2-}$	0.30 / 0.17	0.57 / 0.46	1.25 / 1.02	n.m.	-0.41 / 0.36

n.m.: not measured

(*) Days since injection started

(1) Sum: $\Delta\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Mg}^{2+} + \Delta\text{Na}^+ - \Delta\text{SO}_4^{2-} = \text{HCO}_3^-$ gain

(2) Sum: $\Delta\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Mg}^{2+} + \Delta\text{Na}^+ - \Delta\text{HCO}_3^- = \text{SO}_4^{2-}$ gain

Taking into account the deltas evolution during injection, the bicarbonate and sulphate production remains relatively constant in W1 and W2, and increases with time in W3. The significance of cation exchange rises in W1 and W3, while it declines in W2. Regarding ΔNO_3^- , values are quite constant along injection. Once the injection ends, the carbonate and sulphate dissolution and cation exchange diminish significantly (Figure 17 and Table 3), especially in the last process. The ΔNa^+ decline 1.39 meq/L in W1 and 0.59 meq/L in W2 between days 135 and 199. Then, rainfalls occur before samplings of days 318 and 427 and balance between ARW and NGW could be distorted by the entrance of a new member.

Finally, magnitudes of the geochemical processes during injection could be estimated considering the delta values (values at days 108 and 135, Table 3). Thus, calcite dissolution following the injection is about 0.45 meq/L and sulphate mineral dissolution reaches 0.60 meq/L (Table 5). The cation exchange is attributed to 1.10 meq/L. Oxidation processes can not be estimated since the ARW oxygen content is not available, but there is detected an OM removal of 5 mg O_2 /L and negative ΔNO_3^- (0.15 meq/L), indicating that oxidation of OM and, probably, reduced sulphide minerals takes place.

Table 5. Estimated values for the geochemical processes (in meq/L)

Geochemical processes ^a	W1	W2	W3	MAR site
Cation exchange	1.65	0.70	1.00	1.10
Carbonate dissolution	0.45	0.35	0.85	0.45
Sulphate dissolution	0.45	0.55	0.75	0.60
Oxidation (OM and sulphide)	O ₂ _ARW+0.30	O ₂ _ARW+0.05	O ₂ _ARW+0.10	O ₂ _ARW+0.15

^a meq/L

Discussion

The start of the injection correlates with a quick raise up of the piezometric level. After 24 hours of injection in RWW, increases of 0.65 m at a distance of 60 m and 0.20 m to 85 m are observed. Maximum rises of 3-3.5 m are reached at day 79. Once injection stopped, sudden drawdowns are detected, recovering the pre-injection groundwater levels in 17 days at a distance of 85 m around both recharge wells. Maliva et al. (2007) and Bates et al. (2007) also indicate that aquifer heads quickly recover to background levels, being the mounding of water during injection a dynamic response to injection with no long-term effect in the groundwater level (Maliva and Missiger 2012). The piezometric level does not appear to be influenced by injection at a distance larger than 450 m.

In heterogeneous aquifers, the advance of the ARW will preferentially occur in the most transmissive layers. Certain differences in the sediment lithology are observed in the MAR site. The most transmissive sections correlate with sandy pebble and gravel sediments, while the less transmissive correspond to clayey gravel. The water velocity, calculated from MR values, are 2.5 m/s to clayey gravel, 3.5 m/s to sandy gravel and 6 m/s to sandy pebble and gravel. These differences could be influenced by the injection since the hydraulic gradient increase and the effect of aquifer heterogeneity on the migration rate will increase with hydraulic gradient (Maliva et al. 2007).

Injection is successful in freshening the groundwater in the MAR site. Significant quality changes are recorded in the observation wells, with an important decrease in the salinity. Major ions (Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ and K⁺) concentrations and EC values indicate a pronounced dilution following the injection start, with contents decreasing steadily since the first days of recharge (Fig. 8). NGW have EC values around of 3,000 µS/cm and turns into freshwater after six months of recharge, recording values of 350 µS/cm at 85 m in the north direction (W2) and 550 µS/cm at 80 m in the east direction (W1). Besides, decreasing from 3,600 µS/cm to 2,350 µS/cm is detected at 450 m in the east direction (R37). No water quality changes are observed at distances longer than 1,000 m (R6, R8 and R15), suggesting no effectiveness by the injection at such distance.

Above mencionated EC values indicate a decline factor of 5-10 times at distances of 80-85 m and a decrease of 1.5 times at 450 m. Considering the chloride concentrations, decline factor of 10-30 is observed at distance of 80-85 m, while a factor of 2 is detected at 450 m. Ortuño et al. (2012) performed a recharge experience of more than two years in a very salinized detrital aquifer (chloride concentration >1,000 mg/L) and reported similar decline factor for the chloride ion, 2-10 times within of a radius of 1 km.

After recharge ended, ion concentrations and EC values have been practically constant in W2 during 50 days, remaining below 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ five months after stopping injection. However, an immediate and constant increase in concentrations is detected in W1 (Figure 8), reaching 1,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at five months of stop. This could suggest that ARW flushing occur mainly towards the north and salinized water aquifer displaces the recharge mound from the south. In any case, a slow recovery of salinity is observed, indicating a high inertia of the system, consequence of a low flow velocity in natural conditions.

The dominant process related to the recharge would be the dilution of the groundwater due to the displacement and the mixing between the ARW and the NGW. Mixing process has been illustrated by the relationship between the water isotopic composition and the chloride concentration (Fig. 10) with samples lying along the line of mixing between the two end members (NGW and ARW). Besides, the interaction of two different types of water into the aquifer matrix results in a number of water-sediment reactions a part from the mixing: cation exchange, carbonate and sulphate dissolution, oxidation of sulphides and organic matter, and acid-buffering by calcite dissolution.

Calcite dissolution is a buffering process that can be induced by CO_2 present (abiotic) within the ARW or generated in situ by redox processes (biotic) (Vanderzalm et al. 2010). Thus, the carbonate mineral saturation state and the reactivity of the available organic matter and sulphide minerals may influence the reactivity of the source water to carbonate minerals.

Calcite dissolution produces the dominant inorganic chemical change in MAR operations in a sandy limestone aquifer (Vanderzalm et al. 2010) and in a sand aquifer in a dune area (Vandenbohede et al. 2009). In the first experience, some dissolution is induced in response to redox processes but the primary influence on dissolution is the reactivity of the injection water, subsaturated with respect to calcite ($\text{SI}_{\text{calcite}} = -1.2$). ARW is also highly subsaturated to carbonate minerals in Vandenbohede et al. (2009), with $\text{SI}_{\text{calcite}}$ and $\text{SI}_{\text{aragonite}}$ of, respectively, -3.35 and -3.50 . In Greskowiak et al. (2003), the mineralisation of sedimentary particulate organic C (POC) leads to an increased of H_2CO_3 production and subsequent dissolution of calcite. In this experience, the oxidation of 4.9 mg/L of organic matter correlated to calcite dissolution of 0.07-0.08 mmol/L (as HCO_3^-) under water-saturated conditions below a recharge pond (in the denominated Stage 2), enhancing to 1.1 mmol/L when causes shift to unsaturated conditions below the pond (Stage 3). The magnitude of calcite dissolution is approximately 1.0 mmol/L in Vandenbohede et al. (2009) and Vanderzalm et al. (2010), being the gain of HCO_3^- of 1.7 meq/L in the last reference, four times more than carbonate dissolution detected in the Rambleta MAR scheme (0.45 meq/L) (Table 5). In this case, the carbonate (calcite and aragonite) dissolution is mainly attributed to

abiotic processes due to the reactivity of the undersaturated ARW, estimating that around 0.15-0.20 meq/L could be related to redox processes.

The degradation of oxidisable organic substances is generally mediated by microbial metabolism and is coupled to the reduction of TEA such as O_2 , NO_3^- and Mn- and Fe-(hydr)oxides. The TEA are typically consumed in a sequential order, based on thermodynamic principles (Greskowiak et al. 2005 and references therein). Reduced minerals, such as pyrite or other sulphide minerals, are likely to be oxidised when oxygenated ARW is introduced into low oxygenated aquifers, thus competing with organic matter for reaction with injected oxygen (Vanderzalm et al. 2010). Stuyfzand (1998) establishes that oxygen is reacting faster with pyrite than with labile OM and for nitrate the reverse holds. Also points out that pyrite oxidation is observed on 11 test sites (different sand aquifers) and considered as the most important water-sediment reaction. An average gain of 0.25 mmol SO_4^{2-} /L is detected in the 11 sites, while 0.55 mmol/L of TEA are consumed (0.30 mmol O_2 /L and 0.25 mmol NO_3^- /L). In a deep well injection into a sand aquifer (Stuyfzand et al. 2002), the decline of 9.9 mg O_2 /L (0.31 mmol/L) and 19.4 mg NO_3^- /L (0.31 mmol/L) from the ARW is attributed to redox oxidation (pyrite and organic matter oxidation), while 10 mg O_2 /L (0.31 mmol/L) and 5 mg NO_3^- /L (0.08 mmol/L) contained in the infiltration water are fully consumed due to organic C degradation (4.9 mg/L as dissolved organic carbon –DOC– and POC –mainly algae–) in Greskowiak et al. (2005) (Table 6). A nutrient removal of 0.26 mmol/L (as DOC) are observed in Vanderzalm et al. (2010), being 0.15 mmol/L oxidated by injected O_2 , while the rest mainly reacting to NO_3^- . In the Rambleta site, oxidation processes have also identified, with the consume of O_2 and NO_3^- prsetn in the ARW and in the mixing water respectively (negative ΔNO_3^- of 0.15 meq/L is detected). An OM removal of 5.0 mg/L (expressed as mg O_2 /L) is observed, considering that sulphide oxidation could also take place.

Exchange reactions occur in many recharge experiences because of the displacement of the NGW in the aquifer with the ARW. However, the effect of ion exchange on water quality declines with subsequent pore flushes in recharge experiences in sand and carbonate aquifers (Stuyfand 1998, Vandenbohede et al. 2008, Varderzalm et al. 2010). Cation exchange is quantitatively the most important process during injection in the Rambleta site (1.10 meq/L) and shows no evidence of declining (Figure 17 and Table 3).

The bicarbonate and sulphate generation also remains relatively constant along injection in the Rambleta area (Fig. 17). Gains in HCO_3^- and SO_4^{2-} will be limited to the presence within the aquifer matrix of carbonate and sulphate minerals in the case of dissolution and sulphide minerals for the oxidation reactions. Pyrite oxidaton declines with flushing when pyrite is consumed in Vandenbohede et al. (2009) and Vanderzalm et al. (2010). However, the resulting nitrate consumption and sulphate production show a clear increase with travel time in Stuyfzand et al. (2002), indicating greater presence of reactive pyrite in the aquifer matrix. Carbonate and sulphate minerals would have not been consumed during the six months of flushing in the Rambleta area. Related to

oxidation reactions, the source of OM is considered to be unlimited if the ARW conditions remain, and OM oxidation should also continue through the entire flushing period.

Table 6. Magnitudes of geochemical processes in the Rambleta MAR site and in recharge experiences performed in sand aquifers (Stuyfzand 1998, Stuyfzand et al. 2002, Greskowiak et al. 2003 and Vandenbohede et al. 2009) and in a carbonate aquifer (Vanderzalm et al. 2010). Recharge is through well injection in all the references, except on Greskowiak et al. (2003) and Vandenbohede et al. (2009), performing through pond. Values expressed in mg/L, mmol/L and meq/L.

	Cation exchange	Carbonate dissolution	Sulphate dissolution	Sulphide oxidation	OM oxidation	OM removal
Rambleta SITE (meq/L)	1.10	0.45	0.60	O ₂ _ARW+0.15		5.0 ⁽¹⁾
Stuyfzand (1998) (mmol/L)		0.80		0.25	0.30	
Stuyfzand et al. (2002) (mmol/L)				0.62		
Greskowiak et al. (2003) (Stage 2) (mmol/L)		0.08				4.9 ⁽²⁾
Greskowiak et al. (2003) (Stage 3) (mmol/L)		1.1				
Vandenbohede et al. (2009) (mmol/L)		1.24				
Vanderzalm et al. (2010) (meq/L)	0.8	1.7		0.3		0.26 ⁽³⁾

⁽¹⁾ mg/L (O₂); ⁽²⁾ mg/L (DOC+POC); ⁽³⁾ mmol/L (DOC)

Once the injection ends, the carbonate and sulphate dissolution, oxidation reactions and cation exchange diminish significantly (Figure 17 and Table 3), especially in the last process, indicating that the return to natural flow, the stop in the entry of nutrients and the return to anoxic conditions slow down the geochemical reactions.

Related to the parameters used to denoting the portion of injected water reaching the observation well, chloride and nitrate ions present strong contrast between the ARW and the NGW and appear to be the best tracer. However, nitrate would be involved in redox reactions, producing certain imbalances regarding the conservative behaviour. MR_{Cl} and MR_{NO₃} show values quite similar in W2 and W3, however MR_{NO₃} is lower than MR_{Cl} in W2 (Figure 12), where oxidation reactions are valuable. Geochemical processes may also infer in the MR_{EC}, showing MR values minor of MR_{Cl}⁻. Isotope signature of ARW is variable due to evaporation into the pond, which could make MR_{δ18O} and MR_{δ2H} mistaken. Thus, chloride results the best tracer to mixing processes when there is a significant salinity contrast between the ARW and the NGW. Nitrates can be used when there is an important construct factor that minimizes the existence of possible redox

processes, while the combination of isotopes and Cl^- provide mixing tracing in the injection period and in the postinjection period (Figure 10). Finally, EC values from vertical profiles allow calculating the percentage of mixture in the different layers.

Conclusion

The study has focused on the quality changes during the injection of a fresh, oxic and subsaturated (in calcite, aragonite and gypsum) water in a brackish, low oxygenated and in equilibrium respect minerals groundwater. The period of aquifer flushing is successful in freshening the groundwater in the Rambleta MAR site, with the major ions composition progressing from that of the NGW toward the ARW. During recharge period, dilution has been the main process observed, generally representing with a salinity decline factor of 5-10 times at distances of 80 m and reduces of 1.5 times at 450 m, detecting values of 350-550 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at 80 m far from recharge wells at the end of injection. The stoppage of the injection supposes constant increase in the concentrations. However, effects of recharge extend at least four months (EC between 500-1,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$), until major rains occurred and the natural recharge was added to those of the injection mechanism.

The heterogeneity of the sediment and non-uniform flow conditions translate into different water velocities, which have been correlated with type of sediments. Water velocities vary between 2.5 and 6.0 m/s depends on the layers, inferring that the radius of influence of the recharge presents an irregular shape.

During passage through the aquifer, water presents enrichments respect to the conservative mixing due to geochemical reactions that lead to cation exchange, minerals dissolution and oxidation reactions. The effect of these processes does not reduce in significance during injection period and it would be expected to continue with subsequent injections. Estimated values for the geochemical processes occurring in recharge are summarized in Table 5, indicating the cation exchange as the dominant process from a quantitative point of view. Mineral dissolution (carbonate and sulphate minerals) is also significant. Besides, aquifer flushing also provides OM removal considering that the injection of oxygenated ARW induces the oxidation of OM, present in the ARW itself, and also the oxidation of sulphide minerals, scattered within the aquifer matrix.

The probability of sulphides oxidation occurrence has been reported as a water quality concern as it could lead to some mobilization of As, Co and Ni (Stuyfzand 1998). Thus, heavy minerals must be monitored in future recharge experience in the Rambleta area, including Hg since Hg mineralizations are presented in the border aquifers and in the detrital aquifer itself (López-Gutiérrez et al. 2010).

Obtained results provide measurements and data which can be used in future flow and quality models, which will be necessary to assess artificial recharge management subject to changes in natural recharge and pumping conditions.

This study demonstrates the achievement of an integrated approach to characterizing MAR experiences. The combination of hydrophysical-chemical methods has conducted to identify the dynamic of the injected water and the quality changes in the groundwater over a range of temporal and spatial scales.

References

- Abarca E, Vázquez-Suñé E, Carrera J, Capino B, Gámez D, Batlle F (2006) Optimal design of measures to correct seawater intrusion. *Water Resources Research*, doi: 10.1029/2005WR004524
- Armenter JL (2006) La recarga artificial de acuíferos en la gestión conjunta de los recursos del río Llobregat. Fernández JA, Linares L, Ruiz F (Eds). *Agua y ciudad en el ámbito mediterráneo. Hidrogeología y Aguas Subterráneas* 19, 181-191
- Avisar D, Clark JF, McDermott J, Hudson GB (2006) A comparison of three methods for determining travel times near a large artificial recharge facility. *Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. IHP-VI, Series on Groundwater N° 13. Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. Proceedings of the 5th International Symposium on Management of Aquifer Recharge ISMAR5, IHP/2006/GW-13*, 247-252
- Bates WJ, Hildebrandt K, Johnson D, Roth R, Phelps W, Taylor J (2007) The federal perspective on aquifer storage and recovery wells, region 5 and 7. Fox P (Ed.) *Management of Aquifer Recharge for Sustainability. Proceedings of the 6th International Symposium on Managed Artificial Recharge of Groundwater, ISMAR6, ISBN: 0-9788283-9-9*, 126-139
- Bouri S, Dhia HB (2010) A thirty-year artificial recharge experiment in a coastal aquifer in an arid zone: The Teboulba aquifer system (Tunisian Sahel). *CR Geoscience*, 342:60-74
- Clark JF, Hudson GB, Davisson ML, Woodside G, Herndon R (2004) Geochemical imaging of flow near an artificial recharge facility, Orange County, California. *Groundwater* 42(2):167-174
- Davisson ML, Hudson GB, Moran JE, Niemeyer S, Herndon R (1998) Isotope tracer approaches for characterizing artificial recharge and demonstrating regulatory compliance. *Annual UC Water Reuse Research Conference, June 4-5, Monterey, CA*.
- de Franco R, Biella G, Tosi L, Teatini P, Lozej A, Chiozzotto B, Giada M, Rizzetto F, Claude C, Mayer A, Bassan V, Gasparetto-Stori G (2009) Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy). *Journal of Applied Geophysics*, doi: 10.1016/j.jappgeo.2009.08.004
- Fetter CW (1994) *Applied hydrogeology*. New Jersey: Prentice-Hall, Inc.
- Fidelibus MD, Giménez E, Morell I, Tulipano L (1993) Salinization processes in the Castellon Plain aquifer (Spain). Custodio E, Galofré A (Eds.), *Study and Modelling of Saltwater Intrusion into Aquifers*, 267-283

- Foreman TL (2014) Managed Aquifer Recharge (MAR) and Design and Construction of Hydraulic Barriers against Seawater Intrusión: the California Case. *Boletín Geológico y Minero*, 125(2):133-142
- García-Menéndez O, Morell I, Ballesteros BJ, Renau-Pruñonosa A, Renau-Llorens A, Esteller MA (2016) Spatial characterization of the seawater upconing process in a coastal Mediterranean aquifer (Plana de Castellón, Spain): evolution and controls. *Environ Earth Sci*, doi:10.1007/s12665-016-5531-7
- Giménez Forcada E, Morell Evangelista I (2008) Contributions of boron isotopes to understanding the hydrogeochemistry of the coastal detritic aquifer of Castellón Plain, Spain. *Hydrogeol J*, 16:547. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0290-5>
- Giménez-Forcada E, Vega-Alegre M (2015) Arsenic, barium, strontium and uranium geochemistry and their utility as tracers to characterize groundwaters from the Espadán–Calderona Triassic Domain, Spain. *Science of the Total Environment* 512–513:599–612
- Greskowiak J, Prommer H, Massmann G, Johnston CD, Nützmann G, Pekdeger A (2005) The impact of variably saturated conditions on hydrogeochemical changes during artificial recharge of groundwater. *Applied Geochemistry* 20:1409-1426
- Gupta P, Noone D, Galewsky J, Sweeney C, Vaughn B (2009) Demonstration of high-precision continuous measurements of water vapor isotopologues in laboratory and remote field deployments using wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) technology. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 23:2534-2542.
- Hernández M, Gilbert O, Bernat X, Valhondo C, Köck-Schulmeyer, Huerta-Fontela M, Colomer MV (2014) Innovative reactive layer to enhance soil aquifer treatment: successful installation in the Llobregat aquifer (Catalonia, NE Spain). *Boletín Geológico y Minero de España* 125 (2):127-172
- Herndon R, Markus M (2014) Large-scale aquifer replenishment and seawater intrusion control using recycled water in Southern California. *Boletín Geológico y Minero* 125 (2):143-155
- Hionidi M, Panagopoulos A, Koumantakis I, Voudouris K (2002) Groundwater quality considerations related to artificial recharge to the aquifer of the Korinthos Prefecture, Greece. Groundwater quality: Natural and enhanced restoration of groundwater pollution. IAHS publication N° 275:85–90
- IVIA (2015) Vall de Uxó agroclimatic station. <http://riegos.ivia.es/datos-meteorologicos>. Accessed 8 June 2015
- Jaén-Peral M, Parellada-Bezares C, Lupiani-Moreno E, Islan-García A, Riera-Molina S (2003) Recarga artificial en el acuífero costero de Marbella (Málaga). Simposio sobre el agua y la ciudad sostenible: Hidrogeología urbana. Barcelona 2003. AIH-GE
- Kattan Z, Kadkoy N, Nasser S, Safadi M, Hamed A (2010) Isotopes and geochemistry in a managed aquifer recharge scheme: a case study of fresh water injection at the Damascus University Campus, Syria. *Hydrological Processes*, doi:10.1002/hyp.7617

Kura NU, Ramli MF, Ibrahim S, Sulaiman WNA, Zaudi MA, Aris AZ (2014) A preliminary appraisal of the effect of pumping on seawater intrusion and upconing in a small tropical island using 2D resistivity technique. *Scientific World Journal*, ID 796425:1–11

Le Gal La Salle C, Vanderzalm J, Hutson J, Dillon P, Pavelic P, Martin R (2005) Isotope evolution and contribution to geochemical investigations in aquifer storage and recovery: a case study using reclaimed water at Bolivar, South Australia. *Hydrological Processes* 19:3395-3411

López-Gutiérrez J, García-Menéndez O, Ballesteros BJ (2010) El origen del mercurio presente en el acuífero costero de la plana de Castellón (este de España). *Boletín Geológico y Minero* 121(3):279-298

Maliva RG, Missimer TM, Guo W (2007) Aquifer storage and recovery of reclaimed water in Florida: hydrogeological issues. Fox P (Ed.) *Management of Aquifer Recharge for Sustainability. Proceedings of the 6th International Symposium on Managed Artificial Recharge of Groundwater*, ISMAR6, Phoenix, USA, 28 Oct-2 Nov 2007, ISBN: 0-9788283-9-9, 96-108

Maliva R, Missiger TM (2012) Hydrogeology of ASR - lessons from over 60 years of global practice. Achieving groundwater supply, sustainability and reliability through managed aquifer recharge. *Proceedings of the symposium Achieving Ground Water Supply Sustainability & Reliability through Managed Aquifer Recharge. International Symposium on Managed Aquifer Recharge. ISMAR7. Abu Dhabi, UAE, 9-13 Oct 2009*, 117-125

Masciopinto C and Carrieri C (2002) Assessment of Water Quality After 10 Years of Reclaimed Water Injection: The Nardò Fractured Aquifer (Southern Italy). *Groundwater Monitoring & Remediation*, doi: 10.1111/j.1745-6592.2002.tb00657.x

Morell I, Giménez E, Esteller MV (1996) Application of principal components analysis to the study of salinization of the Castellon Plain (Spain). *Science of the Total Environment* 177:161-171

Morell I, Ballesteros BJ, Renau-Llorens A, García-Menéndez O (2012) *Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water (Phase I)*. http://www.uji.es/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_colà/?urlRedirect=http://www.uji.es/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_colà/&url=/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_colà/. Accessed 11 July 2016

Morell I, Ballesteros BJ, Renau-Pruñonosa A, García-Menéndez O, Renau-Llorens A, Rosado S, Esteller VM (2014) *Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water (Phase III). Final Report*. http://www.uji.es/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_colà/?urlRedirect=http://www.uji.es/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_colà/&url=/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_colà/. Accessed 11 July 2016

Ortuño F, Molinero J, Garrido T, Custodio E (2012) Seawater injection barrier recharge with advanced reclaimed water at Llobregat delta aquifer (Spain). *Water, Science and Technology* 66(10):2083-2089

Parkhurst DL, Appelo CAJ (1999) User's Guide to PHREEQC (Version 2) – A Computer Program for Speciation, Reaction Path, Advective Transport, and Inverse Geochemical Calculations. US Geol Surv. Water Resour. Invest. Report 99-4259

Patel P, Desai M, Desai J (2011) Geotechnical parameters impact on artificial ground water recharging technique for urban centers. Journal of Water Resource and Protection, doi:10.4236/jwarp.2011.35035.

Pavelic P, Dillon PJ, Barry KE, Gerges NZ (2006) Hydraulic evaluation of aquifer storage and recovery (ASR) with urban stormwater in a brackish limestone aquifer. Hydrogeology Journal, doi:10.1007/s10040-006-0078-4

Pérez-Aparicio A (2007) La gestión de la recarga en la recuperación de acuíferos contaminados por intrusión marina - experiencias en Cataluña (España). Boletín Geológico y Minero 118:683-694

PIBE 3.0. <http://www.ciclohidrico.com/portaldch/descargas.do?perfil=5>. Accessed 11 July 2016

Pipe-Martin C (2006) Protecting an island aquifer by using recycled water as a hydraulic barrier – a case study of Bribie Island. Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. IHP-VI, Series on Groundwater No. 13. Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. Proceedings of the 5th International Symposium on Management of Aquifer Recharge ISMAR5, IHP/2006/GW-13:856-861

Pulido-Leboeuf P (2004) Seawater intrusion and associated processes in a small coastal complex aquifer (Castell de Ferro, Spain). Applied geochemistry 19:1517-1527

Renau-Llorens EA (2010) Elementos minoritarios y traza en la masa de agua subterránea 080.021 (Plana de Castelló). Origen y procesos asociados. Dissertation, Universitat Jaume I

Rey J, Martínez J, Barberá GG, García-Arostegui JL, García-Pintado J, Martínez-Vicente D (2013) Geophysical characterization of the complex dynamics of groundwater and seawater exchange in a highly stressed aquifer system linked to a coastal lagoon (SE Spain). Environ Earth Sci, doi:10.1007/s12665-013-2472-2

Ropero J (2012) Estudio sobre la recarga artificial en el acuífero detrítico costero del Señorío de Marbella. Trabajo fin de máster. Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga. http://www.cehiuma.uma.es/TFM_Sobresaliente2.pdf. Accessed 11 July 2016

Shammas MI (2008) The effectiveness of artificial recharge in combating seawater intrusion in Salalah coastal aquifer, Oman. Environ Geol 55:191-204

Stuyfzand PJ (1998) Quality changes upon injection into anoxic aquifers in the Netherlands: Evaluation of 11 experiments. Peters JH (Ed.). Proc. 3rd Int. Symp. on Artificial Recharge of Groundwater, 283-291

Stuyfzand PJ, Vogelaar AJ, Wakker JC (2002) Hydrogeochemistry of prolonged deep well injection and subsequent aquifer storage in pyritiferous sands; DIZON pilot, Netherlands. Dillon PJ (Ed.). Management of Aquifer Recharge for Sustainability ISBN 90 5809 527 4, 107-110.

Stuyfzand PJ (2012) Multitracing of artificially recharged Rhine River water in the coastal dune aquifer system of the Western Netherlands. Achieving groundwater supply, sustainability and reliability through managed aquifer recharge. Proceedings of the symposium Achieving Ground Water Supply Sustainability & Reliability through Managed Aquifer Recharge. International Symposium on Managed Aquifer Recharge. ISMAR7. Abu Dhabi, UAE, 9-13 Oct 2009, 188-195

Stuyfzand PJ (2015) Trace element patterns in Dutch coastal dunes after 50 years of artificial recharge with Rhine River water. *Environ Earth Sci*, doi: 10.1007/s12665-014-3770-z

Vandenbohede A, Van Houtte E, Lebbe L (2008) Groundwater flow in the vicinity of two artificial recharge ponds in the Belgian coastal dunes. *Hydrogeology Journal*, doi:10.1007/s10040-008-0326-x.

Vanderzalm JL, Page DW, Barry KE, Dillon PJ (2010) A comparison of the geochemical response to different managed aquifer recharge operations for injection of urban stormwater in a carbonate aquifer. *Applied Geochemistry* 25, 1350–1360

Villanueva Martínez M, Iglesias López A (1984) Pozos y acuíferos. Técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo. ISBN: 84-7474-258-7

Zakhem BA, Hafez R (2012) Chemical and isotopic methods for management of artificial recharge in Mazraha Station (Damascus Basin, Syria). *Hydrological Processes*, doi:10.1002/hyp.8446.

Capítulo 8

CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA EXPERIENCIA DE RECARGA

8.1. Introducción

Artículo 5 (publicado): *Using electrical resistivity tomography to assess the effectiveness of managed aquifer recharge in a salinized coastal aquifer.* Environmental Monitoring Assessment. Vol. 190: 100.
<https://doi.org/10.1007/s10661-017-6446-9>

8.1. Introducción

La caracterización de la distribución del agua dulce en el seno del acuífero durante a la experiencia de recarga, se ha llevado a cabo mediante la técnica geofísica denominada tomografía de resistividad eléctrica (ERT del inglés *electrical resistivity tomography*), y los resultados obtenidos quedan plasmados en este epígrafe. Del mismo modo, en este capítulo se valora la eficacia de la ERT como técnica para caracterizar experiencias de recarga artificial con agua de distintas salinidades en acuíferos salinizados.

En general las técnicas geofísicas brindan una significativa cobertura espacial así como información de alta resolución, tanto cualitativa como cuantitativa, acerca de la relación entre los parámetros geofísicos y las características hidrogeológicas. Específicamente, la ERT se ha utilizado ampliamente en acuíferos salinizados puesto que proporciona imágenes en dos dimensiones de alta resolución a partir de medidas de resistividad eléctrica (ER del inglés *electrical resistivity*), definiendo la geometría de las zonas saturadas con agua dulce y las zonas saturadas con mayor salinidad debido al contraste entre la conductividad eléctrica (CE) de ambos cuerpos de agua. Puesto que en la experiencia de recarga en la Rambleta conlleva la mezcla de dos tipos de aguas con diferencia de CE muy importantes (2.500-3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), la ERT se plantea como una técnica muy apropiada para establecer la distribución del agua de recarga en el acuífero.

A lo largo de esta investigación se han realizado tres campañas geofísicas. La primera, llevada a cabo en mayo de 2012, aportó información hidrogeológica para completar el conocimiento obtenido a partir del inventario de puntos de agua y de las columnas litológicas existentes (Capítulo 2). Las dos siguientes campañas se llevaron a cabo con el objetivo de caracterizar la experiencia de recarga y delimitar la pluma de recarga. Las campañas se realizaron en julio de 2013, antes de que se iniciará la recarga artificial, y en mayo de 2014, cuando el periodo de inyección superaba los cinco meses. Los perfiles de julio de 2013 se han utilizado como valores de referencia, con el objeto de minimizar la incertidumbre en los valores de ER relacionados con las propiedades de los materiales acuíferos. Las propiedades litológicas de los sedimentos se pueden considerar constantes y, por tanto, la variación en los valores de la ER entre ambas medidas (julio de 2013 y mayo de 2014) se puede atribuir a cambios en la calidad (salinidad) del agua subterránea.


Al mismo tiempo que las campañas geofísicas, se han llevado a cabo medidas hidrogeoquímicas y de perfiles de CE en seis pozos de control elegidos a lo largo de los perfiles de ERT. Así, se han podido relacionar medidas de ER con las características físico-químicas del agua subterránea. Del mismo modo, a partir de los datos de las columnas litológicas se ha podido establecer una triple relación entre valores de ER, litología de los sedimentos y valores de CE del agua subterránea (tabla 2 del artículo).

El tratamiento conjunto de las imágenes 2D obtenidas de los perfiles geofísicos, la información geológica y la CE del agua subterránea nos ha permitido definir la forma y extensión de la pluma

de recarga. En concreto, se establece que la pluma de recarga caracterizada como agua dulce (400-600 $\mu\text{S}/\text{cm}$) se extiende 400 m en dirección O-E y 250 m en dirección N-S. Además, las imágenes de ERT definen que una zona de mezcla entre ambas aguas, con CE por debajo de los 2.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, alcanzó una distancia de 600 m en dirección este.

Los resultados obtenidos quedan plasmados en el artículo publicado en la revista Environmental Monitoring Assessment (<https://doi.org/10.1007/s10661-017-6446-9>), el cual se muestra a continuación.

Using electrical resistivity tomography to assess the effectiveness of managed aquifer recharge in a salinized coastal aquifer

Olga García-Menéndez  · Bruno J. Ballesteros ·
Arianna Renau-Pruñonosa · Ignacio Morell ·
Tania Mochales · Pedro I. Ibarra · Félix M. Rubio

Received: 29 July 2016 / Accepted: 28 December 2017
© Springer International Publishing AG, part of Springer Nature 2018

Abstract Over 40 years, the detrital aquifer of the Plana de Castellón (Spanish Mediterranean coast) has been subjected to seawater intrusion because of long dry periods combined with intensive groundwater exploitation. Against this backdrop, a managed artificial recharge (MAR) scheme was implemented to improve the groundwater quality. The large difference between the electrical conductivity (EC) of the ambient groundwater (brackish water due to marine intrusion) and the recharge water (freshwater) meant that there was a strong contrast between the resistivities of the brackish water saturated zone and the freshwater saturated zone. Electrical resistivity tomography (ERT) can be used for surveying similar settings to evaluate the effectiveness of artificial recharge schemes. By integrating geophysical data with lithological information, EC logs from boreholes, and hydrochemical data, we can interpret

electrical resistivity (ER) with groundwater EC values and so identify freshwater saturated zones. Using this approach, ERT images provided a high-resolution spatial characterization and an accurate picture of the shape and extent of the recharge plume of the MAR site. After 5 months of injection, a freshwater plume with an EC of 400–600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ had formed that extended 400 m in the W-E direction, 250 m in the N-S direction, and to a depth of 40 m below piezometric level. This study also provides correlations between ER values with different lithologies and groundwater EC values that can be used to support other studies.

Keywords Electrical resistivity tomography · Electrical resistivity change · Managed aquifer recharge · Seawater intrusion · Detrital coastal aquifer · Plana de Castellón

O. García-Menéndez (✉) · A. Renau-Pruñonosa · I. Morell
Coastal Aquifers Research Group, Research Institute for
Pesticides and Water, Universitat Jaume I, Avda. Sos Baynat s/n,
12071 Castellón, Spain
e-mail: garciao@uji.es

B. J. Ballesteros
Coastal Aquifers Research Group, Spanish Geological Survey, C/
Cirilo Amorós 42, 46004 Valencia, Spain

T. Mochales
Planageo, Spanish Geological Survey, C/Calera, 1, 28760 Tres
Cantos, Madrid, Spain

P. I. Ibarra · F. M. Rubio
Spanish Geological Survey, C/Calera, 1, 28760 Tres Cantos,
Madrid, Spain

Introduction

In recent decades, the southern part of the Plana de Castellón Aquifer on the Spanish Mediterranean coast has been subjected to both natural changes and anthropogenic pressures, resulting in a precarious environmental balance. The area is affected by a range of severe problems, including droughts, brief periods of intense rainfall, intensive groundwater pumping, and seawater intrusion. The overlap of prolonged dry periods with ongoing intensive groundwater exploitation has resulted in seawater intrusion and severe salinization of freshwater aquifers (Morell et al. 1996; Giménez and Morell 2008; García-Menéndez et al. 2016).

Problems of seawater intrusion have traditionally been solved by shutting down wells and shifting groundwater production to uncontaminated wells. Quite often, these practices end up pulling the saltwater plume inland, thereby accelerating the failure rate of the remaining wells (Pyne 2015). Alternatives such as desalination, wastewater reuse, and artificial recharge of aquifers have been widely considered and developed. Artificial recharge schemes have been used very successfully to face seawater intrusion with salinity barriers (Pipe-Martin 2006; Shammas 2008; Ortuño et al. 2012; Foreman 2014; Herndon and Markus 2014) or as a way to improve the quality of groundwater resources (Hionidi et al. 2002; Masciopinto and Carrieri 2002; Abarca et al. 2006; Kattan et al. 2010; Patel et al. 2011; Zakhem and Hafez 2012; Pyne 2015).

A managed artificial recharge (MAR) scheme that uses the surplus water of the Belcaire River has been developed in the study site (Rambleta area). This watercourse is usually dry; however, the rainfall is subject to pronounced seasonality and brief periods of quite intense precipitation lead to significant floodwater. Runoff water can be used to recharge aquifers, leading to improvements in the quality of the brackish groundwater, and can, at the same time, help prevent floods (Martín-Rosales et al. 2007).

After recharge, it can be difficult to ascertain the distribution of water in the subsurface zone. Surface geophysical methods provide a dense spatial coverage and high-resolution information about qualitative, and occasionally quantitative, relationships between geophysical parameters and hydrogeological characteristics (Koukadaki et al. 2007; Casas et al. 2008; Balía et al. 2009; Rashid et al. 2012; Atwia and Masoud 2013). Further, resistivity methods are well suited to studies of groundwater salinity. The contrasting electrical behavior of freshwater and saltwater means that there is a large difference in resistivity among zones that are saturated with different types of groundwater (fresh, brackish, saline, or brine). Several researchers have previously used resistivity surveys in very diverse settings and have (i) detected areas affected by seawater intrusion (Goldman et al. 2003; Duque et al. 2008; Kouzana et al. 2010; Mogren 2015); (ii) determined the saltwater reach inland and its downward penetration into the subsurface (Myriounis et al. 2006; Martínez et al. 2009); (iii) monitored the dynamics of saltwater intrusion (de Franco et al. 2009; Ogilvy et al. 2009; Kura et al. 2014); and (iv) characterized the freshwater lens (Wiederhold et al. 2013).

Specifically electrical resistivity tomography (ERT) is an efficient technique that can be used in a wide variety of hydrogeological applications, such as identifying the delineation of groundwater bodies and aquifer heterogeneities (Bowling et al. 2005; Himi et al. 2007a; Singhal et al. 2010) and the distribution of preferential flow paths (Robert et al. 2011; Parsekian et al. 2014). However, ERT is mainly used in studies of salinized aquifers, since it provides a precise image of the geometry of the freshwater/saltwater saturated zones from the contrast in conductivity between both bodies. Electrical resistivity tomography images are therefore highly sensitive to the amount of dissolved salt (Nguyen et al. 2007), as reported by many studies of saline tracer tests (Kemna et al. 2002; Singha and Gorelick 2005; Nimmer et al. 2007), or in areas affected by seawater intrusion (Abdul Nassir et al. 2000; Aracil et al. 2004; Myriounis et al. 2006; Sherif et al. 2006; Wilson et al. 2006; Himi et al. 2007b; de Franco et al. 2009; Martínez et al. 2009; Pujari and Soni 2009; Baharuddin et al. 2011; Gurunadha Rao et al. 2011; Rey et al. 2013; Sathish et al. 2011; Galazoulas et al. 2015; Kazakis et al. 2016).

Geophysical data have been interpreted along with groundwater quality data to characterize the groundwater salinity as either fresh, brackish, saline, or brine. Empirical relationships have been established between subsurface resistivity and groundwater electrical conductivity (EC), total dissolved solids (TDS), and chloride concentrations (Guo 1986; Ebraheem et al. 1997; Sherif et al. 2006; Wilson et al. 2006; Baharuddin et al. 2011; Metzger and Izbecki 2013).

In respect to MAR projects, geophysical methods have been used as a component of general hydrogeological investigations to obtain information about aquifer heterogeneity (Maliva et al. 2015), but also to select MAR sites (Anbazhagan and Ramasamy 1997; Young et al. 1999; Taheri 2008; Daesslé et al. 2014) and to validate sites recommended for recharge (Tapias et al. 2006; Jansen et al. 2007; Maliva et al. 2009; Andrade 2012; Arras et al. 2015). Parsekian et al. (2014) used ERT and hydrochemical sampling to identify preferential flow paths between infiltration ponds and recovery wells. ERT has also been used as a supporting tracer test to characterize vadose zones below infiltration ponds (Teatini et al. 2015; Ulusoy et al. 2015), and to study the mechanics of the transport process (Singha et al. 2007). Minsley et al. (2011) computed the sensitivity of electrical resistivity for mapping a subsurface plume of injected freshwater and

demonstrated that electrical resistivity methods could differentiate between stored freshwater (salinity ~ 500 ppm) and native groundwater (~ 6000 ppm).

Geophysical studies have been carried out before starting recharge in MAR schemes. However, few studies have reported geophysical information that has been collected during the recharge experience, as we have done in the present study. To date, electromagnetic conduction loggings have been used to characterize the extension of the recharge water through a dune aquifer (Vandenbohede et al. 2008). Time-lapse ERT (Zhe et al. 2003) and microgravity (Davis et al. 2008) have monitored the distribution of injected water in a brackish confined limestone aquifer and in an abandoned underground coal mine, respectively.

The aim of this study was to assess the effectiveness of ERT as a method for characterizing the MAR process in a brackish detrital aquifer over the recharge period. We have interpreted ERT data along with vertical profiles of groundwater EC, hydrochemical data, and lithological records. This multimethodological approach provides accurate information about the behavior of the injected water and the shape and extent of the recharge MAR plume.

Study area

The Rambleta trial site is located in the southern part of the Plana de Castellón aquifer (Fig. 1). The Plana de Castellón is an alluvial plain, roughly triangular in shape, which covers an area of 490 km². The altitude varies between sea level and 130 m above sea level (a.s.l.).

The mean annual precipitation in the study area over the period from 1970 to 2014 was 482 mm, ranging from 1125 mm in 1989 to 227 mm in 1978. Droughts and extreme rainfall events frequently occur, being able to fall 100 mm over a day (IVIA 2015).

The plain is home to intensive agricultural, industrial, and tourist activities. Therefore, the water management (groundwater and superficial water) is of special relevance for the economy of the zone. However, the Mijares River is the unique permanent watercourse in the Plana de Castellón which supplies water to the north and central area. In contrast, there is no permanent watercourse in the southern area, and groundwater is the main water source. The Belcaire River crosses the

Rambleta, but only carries water during stormy episodes.

The Rambleta has suffered intensive groundwater exploitation over the last 25 years. The amount of groundwater withdrawals in the area increased from 4–6 hm³/year (before 1970) to 21 hm³/year by the mid-1990s. This intensive exploitation provoked a severe salinization shifting the saline front 6 km inland (García-Menéndez et al. 2016). Despite the sharp reduction in groundwater pumping (14 hm³/year currently), the groundwater quality is still damaged, as the recovery of the aquifer is submitted to the variable climatic conditions and the ongoing pumping (García-Menéndez et al. 2016). Practical restoration measures that can be applied to the aquifer while the exploitation continues are needed; various alternatives, such as artificial recharge, were investigated and, in the recent past, a MAR scheme has been implemented in the Rambleta.

MAR scheme

The established MAR scheme is shown in Fig. 1. Two injection wells (known as RW-W and RW-E) were constructed, through which freshwater from the storage dam was injected into the brackish aquifer with the aim of improving the groundwater quality.

The storage dam (with a capacity of 2 hm³, water depth of 12 m, and an area of 0.2 km²) receives surplus water (runoff water) from the Belcaire watercourse during periods of intense rainfall.

The twin boreholes, RW-W and RW-E, are spaced 100 m apart. They are each 100 m deep, have a drilling diameter of 500 mm, and are screened at between 50 and 95 m deep.

The recharge experience reported in this study took place over a period of 175 days, from 18 November 2013 to 12 May 2014. A total water volume of 314,163 m³ was injected at a mean rate of 21.46 L/s.

Geological and hydrogeological characterization

A geological and hydrogeological cross section of the study area was established (Fig. 2) using the results of geophysical surveys and a lithological data inventory compiled and interpreted from Morell et al. (2014). There are four geological series, namely two detrital Plioquaternary formations separated by a layer of clay with gravels, and a Mesozoic substratum. The detrital

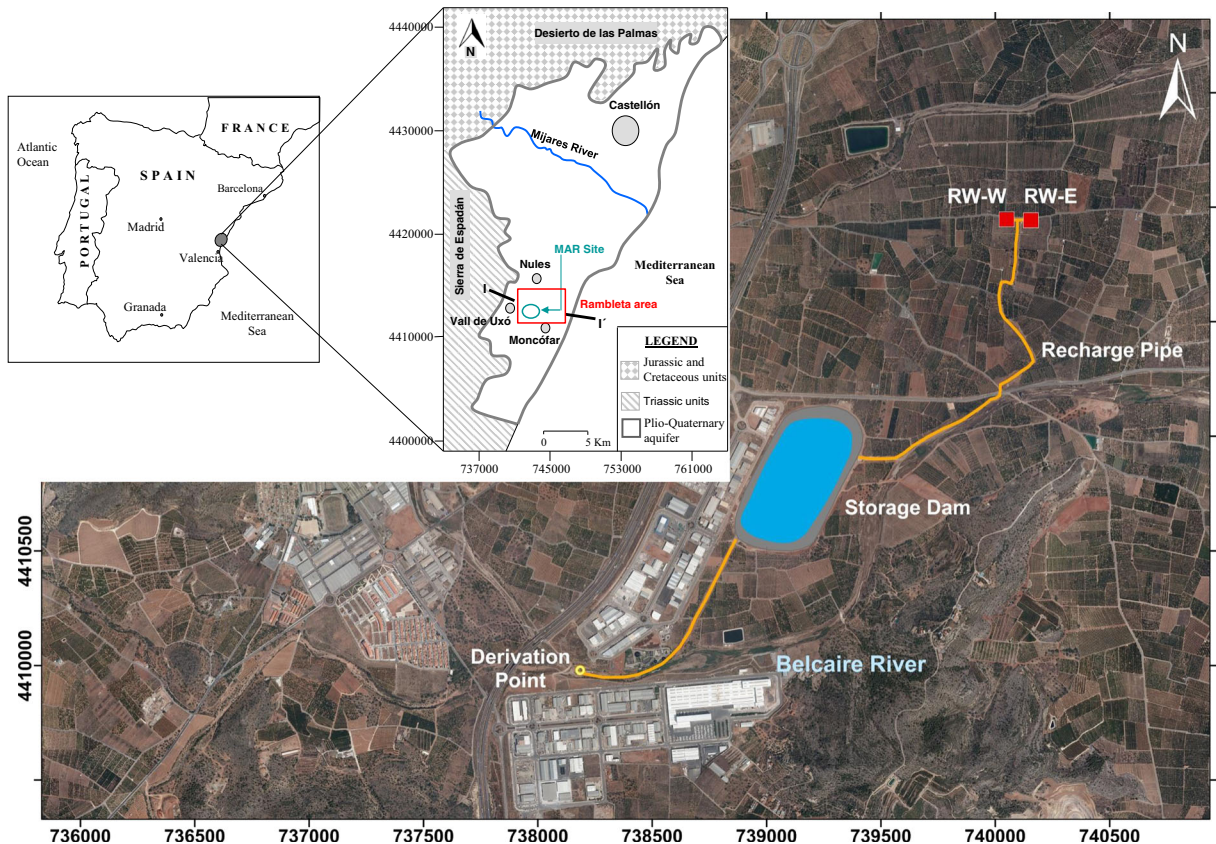


Fig. 1 The study area and the MAR site. The aerial view shows the derivation point in the Belcaire watercourse, the water pipelines (in yellow), the storage dam, and the recharge wells (RW-E and RW-W)

formations correspond to an upper detrital aquifer (UDA) and a lower detrital aquifer (LDA).

The UDA comprises polygenic gravel, cobbles, sand, and sandstone, with a variable ratio of fines. The overall thickness of the formation ranges from 50 m inland to 100 m towards the coast. The permeability is caused by intergranular porosity (2–8%) and the average transmissivity values are 300 m²/day. The base of this formation is a 20-m-thick low permeability layer of clays and gravels.

The LDA is composed of limolites and clays with layers of sandstones and polygenic conglomerates. This formation has intergranular porosity of the scattered conglomerates, so LDA has lower hydrogeological interest than the UDA. The LDA ranges in thickness from 70 m inland to 110 m at the coast.

The Mesozoic substratum (MS) underlies the abovementioned formations, comprising limestones, marls, dolostones (Muschelkalk facies), orthoquartzitic sandstones, and limolites (Buntsandstein facies), and marls with gypsum (Keuper facies). The permeable

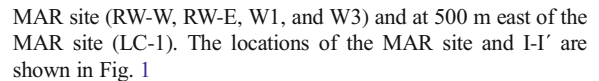
formations (Muschelkalk dolostones and Buntsandstein sandstones) may be hydraulically connected with the Plioquaternary aquifer.

The water table is at about 3 m a.s.l. and groundwater is characterized by high salinity values (EC ~ 3000 µS/cm). The water type corresponds to the chloride facies, with chloride concentrations of between 500 and 650 mg/L. Nitrate concentrations are also very high (300–350 mg/L) and reflect the intensive agricultural activity (Morell et al. 2014).

Methodology

Borehole data

Geological and hydrogeological information about the Rambleta has been assembled by Morell et al. (2012), including an exhaustive inventory of wells, boreholes, and lithological columns. The general characteristics (including coordinates, elevation, depth, and design



It comprised four profiles from the central area of the Rambleta with a total length of 4200 m (Morell et al. 2012). The next two ERT surveys were specifically carried out to monitor the recharge experience and delineate the recharge plume. Surveys were carried out before the recharge was started (July 2013) and after 5 months of injection (May 2014). Five resistivity profiles were measured across the study area. Line 1 (1200 m) was oriented W-E with the injection wells (RW-W and RW-E) settled in the western half (Fig. 3). Line 2 (1200 m) crossed the eastern half of line 1 and was oriented N-E–S-W (Fig. 3). In May 2014, both profiles were repeated (Line 1' and Line 2') and a third profile, Line 3 (900 m) in a N-S direction, was added (Fig. 3). The resolution of the tomographic sections decreased with depth. In this case, the maximum depth of the investigation can be roughly a-priori estimated as not greater than 120–180 m for lines 1, 1', 2, and 2' and 90–100 m for line 3 in the central half of the array, represented between 10 and 15% of the length of the surface ERT line (Perri et al. 2012; Parsekian et al. 2014).

Profiles 1 and 2 were used as baseline resistivity surveys and provided information about background resistivity. Baseline surveys have been successfully used to measure changes in groundwater quality in several studies (Cassiani et al. 2006; Perri et al. 2012; Metzger

Electrical resistivity tomography surveys

Electrical resistivity tomography provides two-dimensional high-resolution electrical images of subsurface structures from apparent electrical resistivity (ER) measurements made at the surface. Three ER surveys have been carried out in the Rambleta. The first, carried out in May 2012, provided hydrogeological information to complete the inventory of wells and lithological logs.

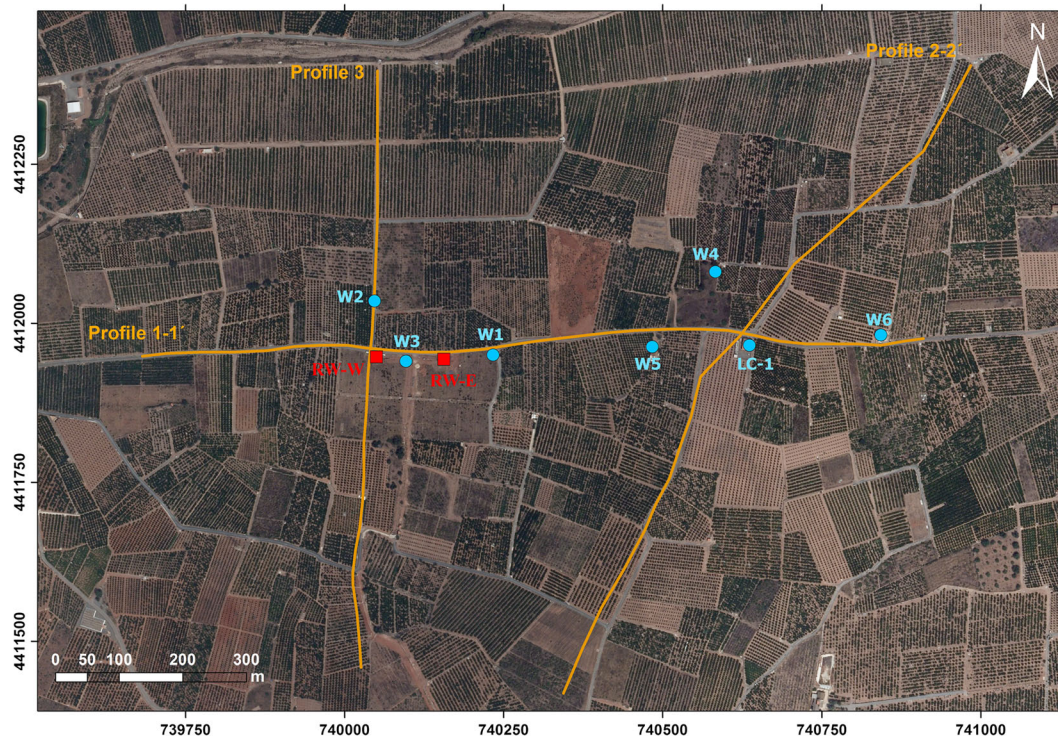


Fig. 3 Aerial view of the recharge wells (RW-W and RW-E), lithological wells (W1, W2, W3, and LC-1), groundwater monitoring wells (W1, W2, W3, W4, W5, and W6), and electrical resistivity tomography lines (profiles 1, 1', 2, 2', and 3)

and Izbicki 2013; Kura et al. 2014). There is generally a degree of uncertainty in the ER properties of the aquifer materials. When possible, changes caused by subsidence are neglected and aquifer lithology is assumed to be constant through time. Changes in bulk ER, monitored twice, are attributed to changes in groundwater quality. The uncertainty associated with the estimation of the properties of aquifer materials is therefore minimized (Metzger and Izbicki 2013).

In the present study, we used an array of steel electrodes with a spacing of 15 m. Up to 80 electrodes were used along lines 1, 1', 2, and 2', and 61 electrodes were used along line 3. The electrical current was injected into the ground between a pair of electrodes and the voltage potential between two other electrodes was measured. Measurements that combined different pairs of electrodes were repeated, following subsequent activation and automatic deactivation of electrode pairs by a microprocessor. A preprogrammed protocol reduced the electrode polarization by avoiding repetition of the current injection in the same electrode for as long as possible. In this protocol, readings were taken from pairs of electrodes with different spacings to facilitate investigation at several depths. Resistivity measurements were

carried out with an ABEM Terrameter SAS4000 instrument integrated with a Lund Imaging System that used the Wenner array, which is known to provide a good compromise between the lateral sensitivity and depth in the investigation. The measured apparent resistivity data were processed and inverted with RES2DINV v.3.46b software from Geotomo (Loke 1999) to produce a 2D resistivity cross-sectional image. The robust constrained inversion algorithm, which attempts to minimize the absolute value of the differences between the measured and calculated values using a resistivity robust least-squares optimization, was carried out to obtain the inverted resistivity cross section. The root mean square (RMS) misfit between experimental data and model responses was below 5% for all ERT profiles, except on line 1' (10%).

Groundwater analysis

Horizontal and vertical variations in water salinity, measured in monitoring boreholes, were used to improve the interpretations of earth resistivity imaging data. Changes in subsurface water quality along ERT profiles were examined in six monitoring wells (W1, W2, W3, W4,

W5, and W6) chosen along representative transects (Fig. 3). Wells W4, W5, and W6 were to the east of the MAR site, between 330 m (W5) and 690 m (W6) from RW-E. W5 is an irrigation well with a pumping regime of 8 h per day, whereas W6 is only used occasionally for irrigation. These wells are part of a monitoring network that comprises 34 observation wells, set up in the Rambleta in October 2012 (Morell et al. 2014). Some of the observation wells have been incorporated into the network at different dates, such as W4 that has been sampled since October 2013, or W1, W2, and W3, at which sampling started in November 2013.

Physical and chemical parameters were measured in July 2013 (October/November 2013 for W1, W2, W3, and W4) and May 2014 to coincide with the geophysical surveys. Groundwater levels were measured, vertical EC logs were recorded, and groundwater was also sampled.

Water level depths were measured by means of a 200-m gradient measurement tape (Seba-Hydrometre-D-8950 Kaufbeuren, 1 mm of accuracy). A 100-m well logger TLC Solinst was used to record vertical measurements of EC and temperature. Water sampling was conducted, using a controlled opening mechanism sampler (Solinst 425), at 5 m below the water level. Water temperatures, pH, and EC (25 °C) were recorded in situ with a pH/conductivity/temperature meter (Eutech Instruments PC650). Samples to be analyzed for major ions were collected in 500-mL polyethylene bottles. Chemical analyses were carried out in the laboratories of the Geological Survey of Spain (IGME). Anions, including chloride (Cl^-), sulfate (SO_4^{2-}), bicarbonate (HCO_3^-), nitrate (NO_3^-), and cations, calcium (Ca^{2+}) and magnesium (Mg^{2+}), were determined by a molecular absorption spectrophotometry-continuous flow analyzer (Alliance Integral Futura). Sodium (Na^+) and potassium (K^+) were determined by atomic emission spectrometry (Varian Spectra AA-220, model 330 FS).

Bimonthly samples were collected from the recharge dam with the same method that was used to collect the groundwater samples during the injection period (November 2013–May 2014).

Results and interpretation

Hydrochemical characteristics

Summary information about the concentrations of major ions and EC field measurements of water samples is

presented in Table 1. Groundwater quality was established from two surveys carried out, one before the recharge started (July/November 2013) and the other after 5 months of injection (May 2014). The values shown for the injected water from the pond are the average values during the recharge event (November 2013 – May 2014).

The mean EC (339 $\mu\text{S}/\text{cm}$) and TDS (242 mg/L) values of the recharge water indicate very low mineralization, so the injectant was defined as freshwater (Fetter 1994). The chloride and nitrate concentrations were also very low (19 and 2 mg/L, respectively), and the main ion was bicarbonate (117 mg/L). The Piper diagram shows that the recharge water was the calcium-magnesium bicarbonate type (Fig. 4).

The ambient groundwater was brackish water (Fetter 1994), with EC and TDS values of around 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and 2100 mg/L, respectively, for the period from July to November 2013 (Table 1); higher mineralization may occur, such as in W4, where EC and TDS values of 3600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and 2500 mg/L, respectively, were observed. The Piper diagram defines the water as the calcium-magnesium chloride type (Fig. 4), with chloride concentrations of between 450 and 756 mg/L. The nitrate concentrations in groundwater were high, between 293 and 430 mg/L (Table 1).

After 5 months of injection (May 2014), significant changes in quality were recorded in W1 and W2. Over the injection period, groundwater in W1 and W2 turned into freshwater (615 and 379 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectively) of the calcium bicarbonate water type (Table 1, Fig. 4). Decreases in EC from 3600 to 2550 $\mu\text{S}/\text{cm}$ were recorded in W4. However, there were no significant changes in EC in W5 and W6 (~3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in July 2003 and May 2014).

The hydrochemical data indicated that the freshwater recharge plume could be delineated as far as 78 m east (the distance between RW-E and W1) and 84 m north (the distance between RW-W and W2), and improvements in the groundwater quality were detected at up to 450 m NE from RW-E (W4).

Electrical conductivity log

Vertical profiles of groundwater EC in the wells were obtained at the same time as the ERT profiles in July 2013 and May 2014 (Fig. 5). There were no significant vertical variations in the water salinity in the EC

Table 1 Results of hydrochemical analysis of groundwater and recharge water (dam)

Well ID	Date	EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TDS	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-
RW-E	03/07/2013	3113	2041	150	8	280	130	532	398	230	300
RW-W	03/07/2013	2800	1879	128	6	275	124	450	345	228	310
W5	03/07/2013	3200	2226	135	7	330	165	650	370	185	370
W6	03/07/2013	2800	1920	165	6	260	130	495	360	196	293
W4	04/10/2013	3600	2529	133	8	372	196	756	420	198	430
W1	12/11/2013	3120	2092	147	6	304	136	568	384	205	330
W2	13/11/2013	2960	2073	139	6	296	140	548	388	216	330
W1	07/05/2014	615	424	18	2	54	21	70	70	156	23
W2	07/05/2014	379	273	16	2	36	9	34	46	119	8
W4	05/06/2014	2548	1659	117	5	236	111	364	322	228	260
W5	05/06/2014	3070	2145	125	4	326	128	544	332	236	300
W6	05/06/2014	2920	2202	140	4	295	132	510	350	276	330
DAM	(b)	339	242	13	3	29	16	19	40	117	2

^a mg/L unless otherwise stated^b Mean concentration during injection period (November 2013–May 2014)

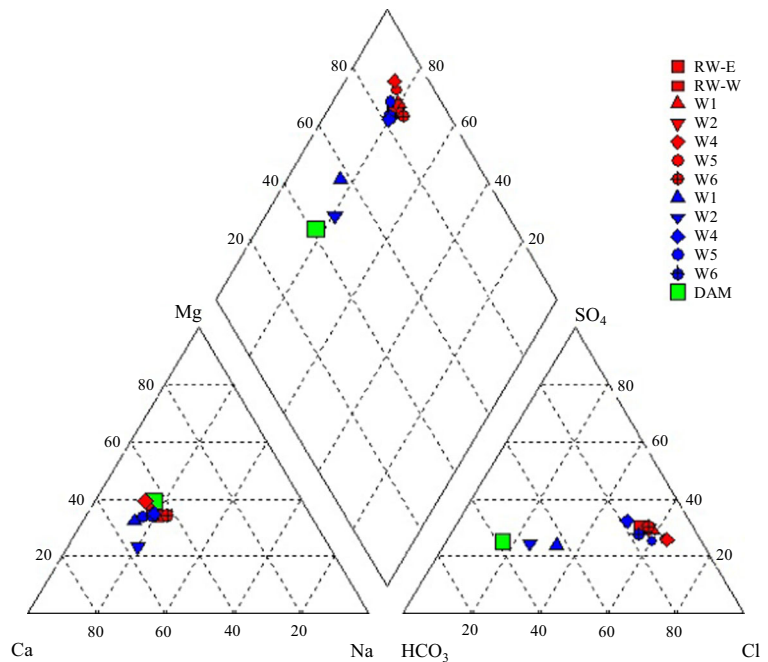
logs from July 2013, and only a minor EC decline ($\sim 50 \mu\text{S}/\text{cm}$) was recorded in RW-W at a depth of 63 m.

The EC profiles from May 2014 were also vertically homogeneous. Compared with the measurements from July 2013, the EC values had decreased significantly through the entire profiles of W1 and W2, and so the decreases in the EC values extended to the entire depth

of the wells (60 m). Comparison with the EC profile in W4 for July 2013 indicates lower mineralization over the whole depth (80 m) in May 2014.

The EC logs measured in May 2014 indicate that the freshwater recharge plume penetrated to a depth of at least 60 m (W1 and W2), and the water quality improved at depths of up to 80 m (W4, Fig. 5).

Fig. 4 Piper diagram of the chemical composition of recharge water (dam in green) and groundwater samples collected in July/November 2013 (in red) and May 2014 (in blue). Mean values for dam water during the recharge period (November 2013–May 2014) are presented



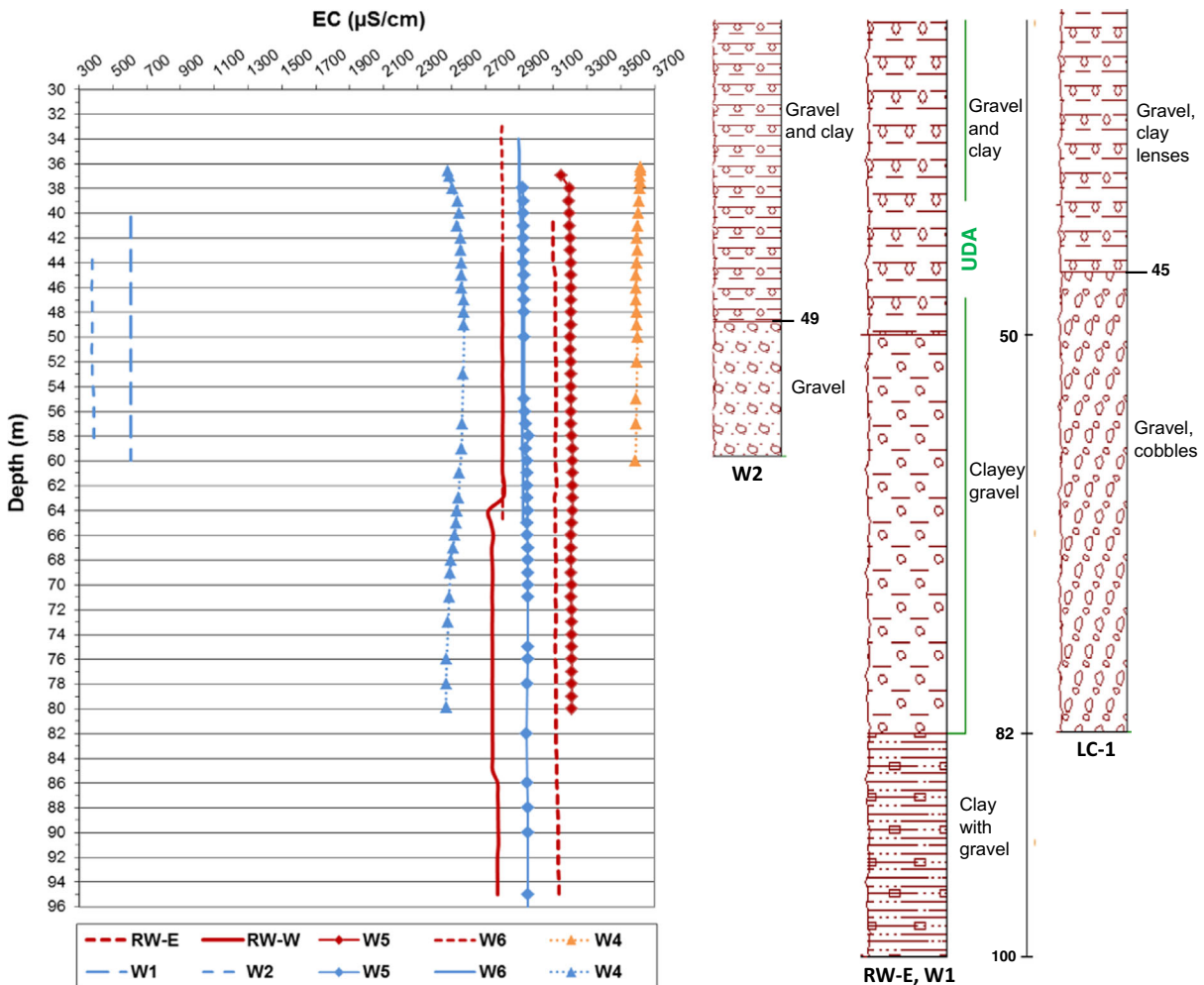


Fig. 5 Vertical profiles of groundwater EC in recharge wells (RW-E and RW-W) and monitoring wells (W1, W2, W4, W5, and W6) in July 2013 (red), October 2013 (orange), and May 2014 (blue),

and lithological columns for the saturated zone in the study area (RW-E, W1, W2, and LC-1)

Lithological information

Lithological information of the MAR area was obtained from the RW-W and RW-E recharge wells, boreholes W1, W2, and W3 drilled specifically for the present study, and the preexisting well LC-1.

The logs from the drilled boreholes showed that there were detrital sediments from the UDA formation in the MAR site to a depth of up to 82 m (Fig. 2). Two units were distinguished in the UDA. The top unit, 45–50 m wide, comprised alternating layers of clays and gravel (W1, W2, and W3) with less clay in east direction and changed to a lithology characterized by gravel with clay lenses as confirmed by LC-1 (Fig. 2). The lithology down to 45–50 m corresponds to sandy gravel (RW-W

and W3) and clayey gravel (RW-E and W1) with interbedded clay lenses (Fig. 2). This unit is around 35 m thick (from 45–50 to 82 m). When compared with the MAR site, the gravel content and the grain size increase towards the east, and the lithology changed to gravel and cobbles with interbedded clay lenses, as observed in LC-1 (Fig. 5). Towards the north, the amount of clay decreases significantly and the lithology was characterized by gravel down to 49 m, as observed in W2 (Fig. 5).

Sediments in the UDA were underlain by clay with gravel layer, which separated the UDA and the LDA formations (Fig. 2). In the MAR site, this clay layer extends from 82 to at least 100 m, the maximum depth of the wells (Fig. 5). The LDA formation has been not reached by drilling.

Baseline electrical resistivity

A baseline resistivity survey (lines 1 and 2) was carried out before the artificial recharge commenced on 2–3 July 2013 to collect the background data that would facilitate comparison of the data subsequently acquired during the recharge. For the hydrogeological interpretation, ER values were correlated with the lithology from the borehole data and the groundwater EC data.

The results from lines 1 and 2 (Figs. 6a and 7a) indicated two main resistivity zones, an upper zone (0–40 m) with an ER ranging from 60 to 150 Ωm and an underlying zone with an ER ranging from 30 to 60 Ωm . This latter resistivity zone extended from ~40 to ~150 m (the maximum investigation depth). The contrast in ER at ~40 m indicates the depth of the water level. Therefore, we identified the upper zone as an unsaturated zone comprised alternating gravel and clay layers and the underlying zone as a saturated zone comprised clayey gravel, gravel, and cobbles with interbedded clay lenses (Fig. 2).

The ER of the western middle half of the saturated zone (line 1) was between 30 and 50 Ωm . Examination of the lithological information from the MAR site and the EC values from RW-W and RW-E allowed us to identify two subzones with different resistivities. Namely, a

subzone with a resistivity of 40–50 Ωm (300–400 m in line 1 on the horizontal scale) that may be attributed to ~2800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ brackish saturated sediments of sandy gravel with clay lenses (RW-W). Secondly, a resistivity subzone of 30–40 Ωm (400–550 m) that may correspond to ~3100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ brackish saturated sediments of clayey gravel with interbedded clay lenses (RW-E).

Values of ER were between 40 and 50 Ωm in the eastern half (line 1) around irrigation well W5 (750–900 m on the horizontal scale). The EC at W5 and W6 in July 2013 reached 3200 and 2800 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectively (Fig. 5). The subzone with a resistivity of between 40 and 50 Ωm may be attributed to saline upconing caused by pumping at W5, and correlated with a brackish saturated zone with an EC of ~3200 $\mu\text{S}/\text{cm}$. This zone is composed by gravel, cobble, and clay lenses (observed in LC-1). The resistivity subzone of 50–60 Ωm with a similar lithology (LC-1) was correlated with the brackish saturated sediments with an EC of ~2800 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Resistivity values— injection

Geoelectrical measurements were made to characterize the shape and extent of the freshwater recharge plume. Three ERT profiles (lines 1', 2', and 3) were completed

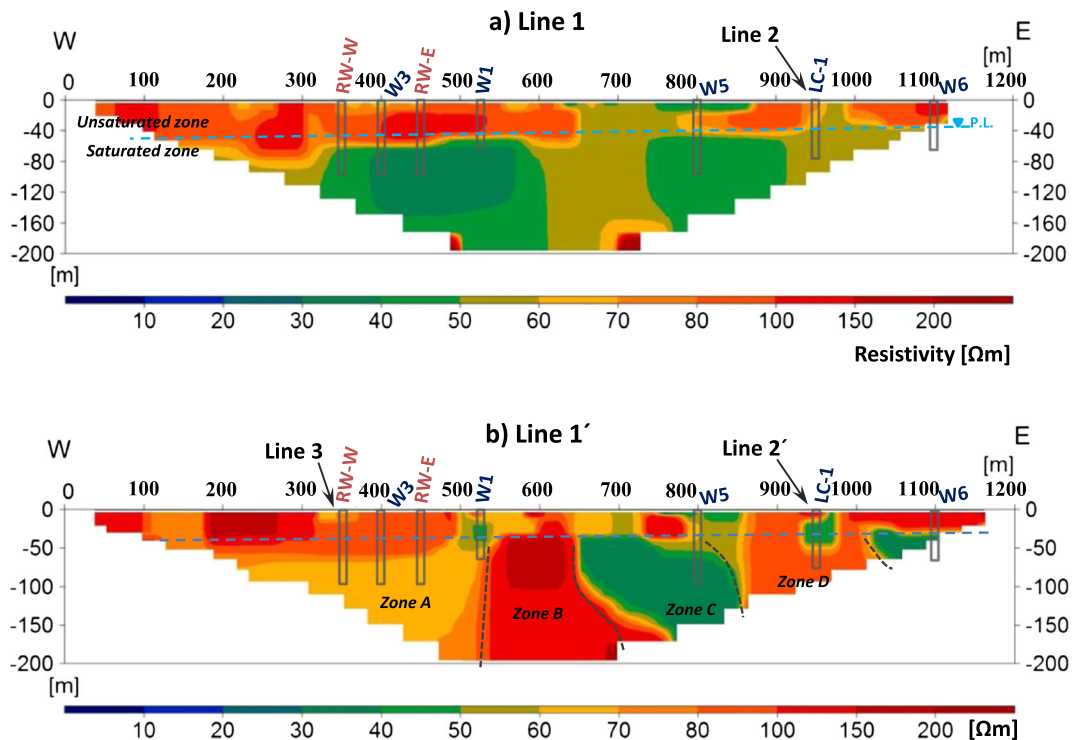


Fig. 6 Electrical resistivity tomographies for **a** July 2013 (line 1) and **b** May 2014 (line 1')

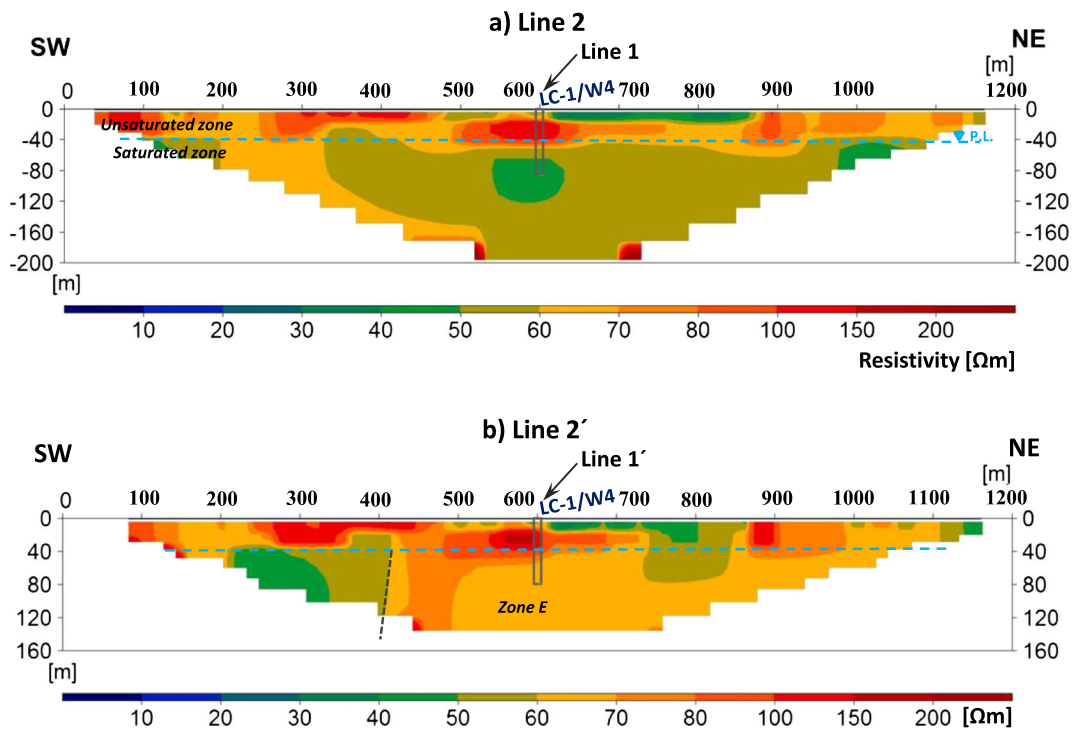


Fig. 7 Electrical resistivity tomographies for **a** July 2013 (line 2) and **b** May 2014 (line 2')

on 6 and 7 May 2014, after 5 months of recharge and injection of $\sim 300,000 \text{ m}^3$ of water. Line 1' and line 2' were in the same places as line 1 and line 2, respectively (Fig. 3).

The image profile of line 1' (Fig. 6b) shows a zone with a resistivity of between 60 and 150 Ωm from 0 to 40 m deep, which extends along the profile from 100 to 1100 m in the horizontal direction. A contrast was detected in ER at a depth of 40 m that correlated with the presence of water. The overlying 60–150 Ωm zone relates to gravels and clays of the unsaturated zone and had results that were quite similar to those of line 1. The underlying zone, from 40 to 150 m deep, had ER values from 30 to 200 Ωm . Four resistivity subzones were distinguished along line 1': zone A with an ER of 60–70 Ωm , zone B with an ER of 100–200 Ωm , zone C with an ER of 30–40 Ωm , and zone D with an ER value of 80–100 Ωm (Fig. 6b).

The ER values from line 2' (Fig. 7b) were similar to those for line 2, line 1, and line 1' for depths of up to 40 m. Values ranged from 50 to 150 Ωm and correlated with the unsaturated zone. The ER values ranged from 50 to 80 Ωm below 40 m.

The ER values in the upper zone of line 3 ranged between 70 and 200 Ωm . Two different subzones, with

ER values of 80–100 Ωm (zone E) and 50–60 Ωm , were identified in the underlying zone (Fig. 8).

There were significant variations in the ER values between line 1 (July 2013) and line 1' (May 2014) in the saturated zone (Fig. 6). In the western half (zone A), ER increased from 30 to 50 Ωm (line 1) to 60–70 Ωm (line 1'). Groundwater EC values of $\sim 3000 \mu\text{S}/\text{cm}$ (RW-W and RW-E) and $\sim 600 \mu\text{S}/\text{cm}$ (W1) were detected in July 2013 and in May 2014, respectively (Fig. 5). Correlation of the ER data with groundwater EC values and lithology showed that the 60–70 Ωm zone A related a freshwater saturated zone with an EC of $\sim 600 \mu\text{S}/\text{cm}$ comprised clayey and sandy gravel and clay lenses (as observed in W1 and W3).

The contrast in ER between zones A and B may represent the obvious change in the lithology observed when W1 and LC-1 are compared. With the exception of zone A, the coarse fraction, which comprises a small amount of clay and a large amount of coarse gravel and cobbles, was present. Therefore, zone B, with ER values of 100–200 Ωm , can be identified as freshwater saturated sediments with an EC of $\sim 600 \mu\text{S}/\text{cm}$ (W1), mainly comprised gravel and cobble.

On the eastern part of the line 1', the ER values were lowest (30–40 Ωm) around the irrigation wells W5

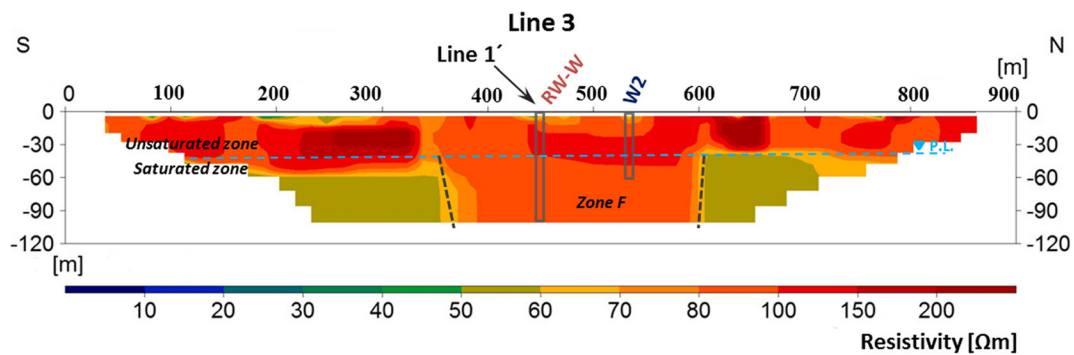


Fig. 8 Electrical resistivity tomography in May 2014 (line 3)

(zone C) and W6, suggesting local upconing because of pumping in these wells. W5 and W6 had EC values of $\sim 3000 \mu\text{S}/\text{cm}$ (Table 1). This brackish saturated zone with EC values of $\sim 3000 \mu\text{S}/\text{cm}$ and composed of gravel and cobble may be correlated with ER values of $30\text{--}40 \Omega\text{m}$. Zone D, with ER values ranging from 80 to $100 \Omega\text{m}$, may represent less salinized saturated zones that were not influenced by the pumping in wells W5 and W6. While there were no EC measurements for LC-1, W4, 100 m north of LC-1, can be used as a reference for the groundwater quality of zone D. In May 2014, the EC in W4 was $\sim 2500 \mu\text{S}/\text{cm}$. Thus, zone D, with an ER value of $80\text{--}100 \Omega\text{m}$, corresponded to a $\sim 2500 \mu\text{S}/\text{cm}$ brackish saturated zone composed of gravel and cobble.

Comparison of line 2 and line 2' (Fig. 7) showed that there was an overall increase in ER, with values ranging from 40 to $60 \Omega\text{m}$ in July 2013 to between 60 and $80 \Omega\text{m}$ in May 2014. Using W4 as a reference for groundwater quality, EC had decreased significantly by May 2014 ($2548 \mu\text{S}/\text{cm}$, Table 1) since EC values of 3600 and $3200 \mu\text{S}/\text{m}$ in October 2013 and December 2013, respectively. Therefore, the increase of the ER recorded in line 2', related to line 2 data, may have been caused by a decrease in the EC groundwater. Zone E with an ER of between 60 and $70 \Omega\text{m}$ may be correlated with the $\sim 2500 \mu\text{S}/\text{cm}$ brackish saturated zone comprised gravel and cobble.

Zone F (Fig. 8) on Line 3 with an ER of $80\text{--}100 \Omega\text{m}$ may be correlated with the low EC values at W2 ($379 \mu\text{S}/\text{m}$ in May 2014). Therefore, zone F with ER values of between 80 and $100 \Omega\text{m}$ is recognized as a freshwater ($\sim 400 \mu\text{S}/\text{m}$) saturated zone comprised gravel (W2, Fig. 5).

To summarize, we compiled a chart of the correlations between the ER values, sediment lithologies, and groundwater EC values (Table 2). There are sediments composed of clayey and sandy gravel (lithology I) in the western half of lines 1 and 1' (zone A). These may

represent an ER of between 30 and $50 \Omega\text{m}$ in a brackish ($3100\text{--}2800 \mu\text{S}/\text{cm}$) saturated zone; ER values may however reach 60 or $70 \Omega\text{m}$ when the sediment pores are filled with freshwater ($\sim 600 \mu\text{S}/\text{cm}$). The mainly gravel sediments (lithology II) on line 3 with ER values of between 80 and $100 \Omega\text{m}$ are attributed to a freshwater ($\sim 400 \mu\text{S}/\text{m}$) saturated zone (zone F). The coarse sediment comprised gravel and cobble (lithology III) with ER values of between 30 and $60 \Omega\text{m}$ are correlated with brackish ($3000\text{--}2800 \mu\text{S}/\text{cm}$) saturated zones in the eastern half of line 1 and zone C. Values of ER between 60 and $100 \Omega\text{m}$ (zones D and E) represent sediments of lithology III saturated by less salinized groundwater ($\sim 2500 \mu\text{S}/\text{cm}$), while these sediments in the $\sim 600 \mu\text{S}/\text{cm}$ freshwater saturated zone may have ER values of between 100 and $200 \Omega\text{m}$ (zone B).

The freshwater ($400\text{--}600 \mu\text{S}/\text{cm}$) saturated zone has ER values that range from 60 to $200 \Omega\text{m}$ (Table 2), depending of the lithology and porosity of the sediments ($60 \Omega\text{m}$ for clayey gravel and $200 \Omega\text{m}$ for gravel and cobble). Therefore, the extent of the recharge plume, defined as the freshwater saturated zone, can be delimited. Using the RW-W injection well as a reference, the recharge plume extends 150 m north and 100 m south (zone F), 300 m east and at least 100 m west (zones A and B). Mixing of the recharged water and the native groundwater ($\sim 2500 \mu\text{S}/\text{cm}$ saturated zone) resulted in ER values of between 60 and $100 \Omega\text{m}$ (Table 2). Therefore, the water quality improvements in the aquifer, as a result of the recharge, extended to approximately 600 m eastwards (zone D).

Discussion

Implementation of the MAR at the Rambleta site resulted in significant improvements in the groundwater

Table 2 Electrical resistivity values correlated with lithology in the unsaturated/saturated zone and with groundwater EC in the saturated zone

Lithology	Electrical resistivity (Ωm)				
	Unsaturated zone				
Gravel and clay	60–200				
	Saturated zone				
	EC values ($\mu\text{S}/\text{cm}$)				
Lithology	3200–3000	2800	2500	600	400
I. Clayey gravel/sandy gravel	30–40	40–50		60–70	
II. Gravel					80–100
III. Gravel (pebble) and cobble	30–50	50–60	60–1000	100–200	

quality. Groundwater was initially characterized as brackish (EC around 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and TDS around 2100 mg/L). After 5 months of freshwater injection, the groundwater salinity had decreased considerably. The EC values in monitoring well W1 (78 m east from RW-E) and W2 (84 m north from RW-W) were ~ 600 and ~ 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectively.

Decreases in the salinity of the pore water in saturated sediments lead to increments in the resistivity because of freshwater in saturated zones. Therefore, ERT permits mapping zones characterized by freshwater saturated pores. This is the case for zones A, B, and F in lines 1' and 3. ERT can also provide information about areas where there is a lack of hydrochemical data and facilitates the identification of the horizontal and vertical distribution of the recharged plume, thereby providing vertical two-dimensional images that represent a dense spatial coverage of the study area.

To accurately identify the shape and extent of the recharged water plume, we correlated the ER values with lithological data and EC groundwater. We completed tomographies of detrital formations consisting of clay, gravel, and cobble, with horizontal and vertical variations in the particle size that allowed us to distinguish three different types of lithology (I, II, and III; Table 2). Groundwater EC ranged from ~ 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in brackish groundwater unaffected by recharge (W5 and W6) to ~ 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in fresh groundwater affected by recharge (W2).

Results from the saturated zone indicate that lithology (lithology I, II, and III) did not cause notable variations in the bulk resistivity that ranged from 30 to 60 Ωm in the brackish ambient conditions with EC values of ~ 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Previous authors

who used ERT in analogous sediments and water salinities have reported similar ER values. Groundwater EC values of around 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and ER values from 30 to 50 Ωm were reported in alluvial gravel and coarse sand by Sherif et al. (2006), Himi et al. (2007b), and Ogilvy et al. (2009), and in a sand, coral, and shell formation by Kura et al. (2014). Other researchers have studied bulk resistivity in finer grain sediments, mainly sandy formations, and resistivity values predicted for EC ~ 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ declined by between 5 and 15 Ωm (Guo 1986; Mills et al. 1988; Ebraheem et al. 1997; Choudhury and Saha 2004; Land et al. 2004; Shtivelman and Goldman 2000; de Franco et al. 2009; Baharuddin et al. 2011; Rey et al. 2013; Galazoulas et al. 2015).

The resistivity values measured in freshwater (400–600 $\mu\text{S}/\text{cm}$) saturated detrital sediments ranged from 60 to 200 Ωm , depending on the lithology (I, II, and III). Similar findings have been obtained in previous studies (Land et al. 2004; Sherif et al. 2006; Wilson et al. 2006; Himi et al. 2007b; Duque et al. 2008; Ogilvy et al. 2009; Baharuddin et al. 2011; Kura et al. 2014; Parsekian et al. 2014). These authors assigned resistivity values of between 75 (Baharuddin et al. 2011) and 360 Ωm (Sherif et al. 2006) to freshwater saturated zones. Gravel sediments (Sherif et al. 2006; Himi et al. 2007b; Duque et al. 2008; Ogilvy et al. 2009) or gravelly sand aquifers (Wilson et al. 2006; Baharuddin et al. 2011; Kura et al. 2014) showed resistivity values that were greater than those in fine-grained aquifers (Ebraheem et al. 1997; Choudhury and Saha 2004; Metzger and Izbicki 2013). In particular, Duque et al. (2008) reported a groundwater EC of ~ 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and resistivities of 100–150 and of

20–60 Ωm in saturated gravel layers and detrital sediments, which varied widely in grain size, respectively. In this study, lithologies I, II, and III had resistivities of 60–70, 80–100, and 100–200 Ωm in freshwater saturated sediments with EC between 400 and 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectively. Therefore, ER measurements were significantly influenced by the porosity of the sediments in freshwater saturated conditions. Units with gravel and cobble (lithology III) result in an overall increase in porosity and, consequently, in an increase in the water content with respect to zones with greater amounts of clay (lithology I). Therefore, lithology III shows higher ER values (200 Ωm) than the fine sediments of lithology I (60 Ωm). Consequently, the variations in resistivity caused by changes in the lithology of detrital sediments are more significant in freshwater conditions than in brackish saturated sediments.

Further, there are great variations in the resistivity of coarse materials when the brackish ambient groundwater is replaced with injected freshwater during recharge. Increases of between 100 and 150 Ωm were recorded in zone B (Fig. 6) when the pore fluids changed from brackish to freshwater. Actually, variations of 60–

120% have been recorded in the time lapse-ERT line 1-1' (Fig. 9a). In contrast, there were small variations of 20–60% (20–30 Ωm) in fine porosity zones (zone A) (Fig. 9a), or variations of 20–40% in coarse materials (zone E) when the mixing water presented an EC of $\sim 1500 \mu\text{S}$ (Fig. 9b). In all cases, however, the resistivity changes confirm that there has been lateral displacement of ambient groundwater, which allows us to characterize the recharge plume.

The ERT images show that a freshwater recharge plume extends 400 m in a WE direction (zones A and B) and 250 m in a NS direction (zone F). Besides, the ERT images indicate that the mixing processes between native and injected water extend up to 600 m to the east (zone D). However, due to the depth of investigations, we were not able to detect the clay with gravel layer from lithological logs at a depth of 80 m and we may assume that ER values from deeper than 80 m deep cannot be considered reliable in our surveys. From our analysis of the geometrical and lithological features of the site and the EC groundwater profiles, we can say that the recharge plume extends to a depth of up to 80 m.

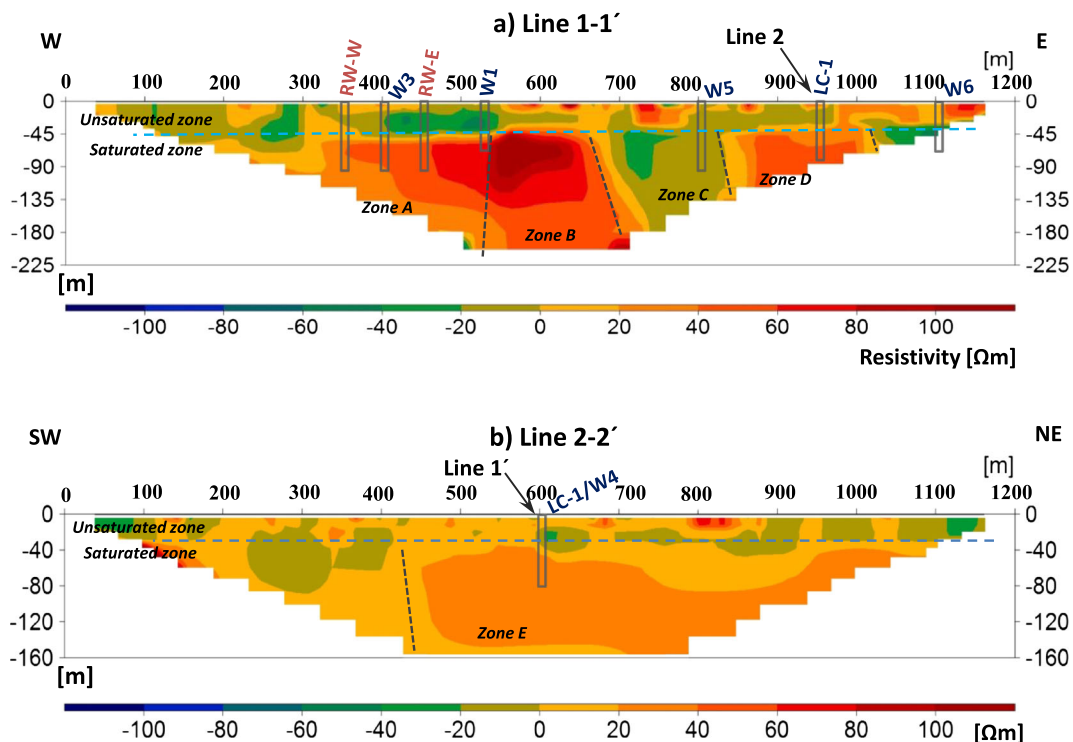


Fig. 9 Resistivity change percentages in July 2013–May 2014. **a** Line 1-1'. **b** Line 2-2'

Conclusions

Results from this study confirm that ERT measurements can provide supplementary data about the effectiveness of the MAR scheme and can provide information about the geological and hydrogeological characteristics of the site. Further, the ERT images depicted the shape and extent of the recharge plume and showed that the brackish groundwater was replaced by injected freshwater over a wide area around the injection wells.

ERT successfully identified the distribution of the injected water in the subsurface zone, as demonstrated by lines 1' and 3. By defining the shape of the freshwater area, we have an improved understanding of the hydrogeological response of the aquifer system to artificial recharge, as demonstrated by the different freshwater saturated zones related to the three different types of lithology. Likewise, using ERT over the course of an artificial recharge project allowed us to interpret resistivity values relative to groundwater EC values, assuming that the lithology remains constant. The complete displacement of brackish groundwater in some zones (zones A and B) allowed us to assess the relationships between bulk resistivity values and EC groundwater values without lithological constraints. Additionally, ERT images allowed identification of saline upconing processes around pumping wells.

The main advantages of using ERT to monitor a MAR site are related to the time and cost involved, since ERT provides a spatially concentrated characterization of the site and the recharge plume in a few sessions, thereby reducing the investigation expenses. This non-invasive method offers several advantages over direct water sampling from monitoring wells, as follows: (i) wide areas can be investigated in a relatively short time, (ii) it is possible to delineate the recharge plume dynamics in zones without monitoring boreholes, and (iii) a 2D picture of the subsurface is obtained, making 3D reconstruction possible if several intersecting profiles are recorded. Due to it operates from the surface, there are some limitations associated with ERT because of both penetration and resolution, and so contrasting physical and hydrogeological properties need to be detectable at the land surface (Maliva et al. 2015). This is the case in the present study, where brackish water bodies from the marine intrusion contrast strongly with the freshwater zone that is saturated by artificial recharge. However, the issues with the vertical resolution can mean that clay lenses or layers are masked. By combining and

interpreting the ERT data from baseline ERT surveys, lithological information, and groundwater EC vertical logs, we successfully solved the issues with the vertical resolution of the ERT profiles.

This multidisciplinary approach could help to minimize the uncertainty associated with resistivity estimations for aquifer materials and could provide a starting point for characterizing the groundwater type (fresh, brackish, or saline) along the resistivity profiles. The integrated results (Table 2) can be used as references to support the resolution of similar issues in other areas.

The results of this study show again that ERT is a useful, fast, and cost-effective tool for mapping areas that are affected by seawater intrusion, especially when there is a lack of data, and for accurately monitoring a recharge scheme. This geophysical method is sensitive to both variations in aquifer salinity and porosity structure in water-saturated settings. This study demonstrates how ERT can be used to unravel the physical properties of a MAR site, and also shows that artificial recharge is a proficient method for restoring the quality of salinized aquifers.

Acknowledgements This study is part of the project *Facing seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water*, funded by The Coca-Cola Foundation (Atlanta, USA), with the support of Coca-Cola Iberian Partners.

References

- Abarca, E., Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., Capino, B., Gámez, D., & Batlle, F. (2006). Optimal design of measures to correct seawater intrusion. *Water Resources Research*. <https://doi.org/10.1029/2005WR004524>.
- Abdul Nassir, S. S., Loke, M. H., Lee, C. Y., & Nawawi, M. N. M. (2000). Salt-water intrusion mapping by geoelectrical imaging surveys. *Geophysical Prospecting*, 48, 647–661.
- Anbazhagan, S., & Ramasamy, S. M. (1997). Geophysical resistivity survey and potential site selection for artificial recharge in central Tamil Nadu, India. *Engineering Geology Environment*, 1(3), 1169–1173.
- Andrade, R. (2012). Integrated use of geophysical, hydrological and geographic information system (GIS) methods in enhancing the groundwater quality in a fluoride-endemic terrain (Andhra Pradesh, India). *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0898-3>.
- Aracil, E., Maruri, U., Vallés, J., Porres, J. A., Espinosa, A. B., Ibáñez, S., & Martínez, P. (2004). Electrical resistivity tomography as a technique for studying and modelling saline water intrusion. *Selected papers from the 18th Salt Water Intrusion Meeting*. Custodio, Manzano, Aragüas (Eds.), 341–351.

- Arras, C., Longo, V., Testone, V., Carletti, A., Buttau, C., Da Pelo, S., Ouassar, M., & Ghiglieri, G. (2015). Electrical resistivity tomography for the identification of the alluvium-triassic boundary in Medenine region (SE Tunisia). *Rendiconti Online Società Geologica Italiana*. <https://doi.org/10.3301/rol.2015.51>.
- Atwia, M. G., & Masoud, A. A. (2013). Hydrochemical and geoelectrical investigation of the coastal shallow aquifers in El-Omayed area. *Egypt. Environmental Monitoring and Assessment*. <https://doi.org/10.1007/s10661-013-3273-5>.
- Baharuddin, M. F. T., Taib, S., Hashim, R., Abidin, M. H. Z., & Ishak, M. F. (2011). Time-lapse resistivity investigation of salinity changes at an ex-promontory land: A case study of Carey Island, Selangor. *Malaysia. Environmental Monitoring and Assessment*. <https://doi.org/10.1007/s10661-010-1792-x>.
- Balia, R., Ardau, F., Barrocu, G., Gavaudo, E., & Ranieri, G. (2009). Assessment of the Capoterra coastal plain (southern Sardinia, Italy) by means of hydrogeological and geophysical studies. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0405-z>.
- Bowling, J. C., Rodríguez, A. B., Harry, D. L., & Zheng, C. (2005). Delineating alluvial aquifer heterogeneity using resistivity and GPR data. *Ground Water*. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00103.x>.
- Casas, A., Himi, M., Díaz, Y., Pinto, V., Font, X., & Tapias, J. C. (2008). Assessing aquifer vulnerability to pollutants by electrical resistivity tomography (ERT) at a nitrate vulnerable zone in NE Spain. *Environmental Geology*. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0844-1>.
- Cassiani, G., Bruno, V., Villa, A., Fusi, N., & Binley, A. M. (2006). A saline trace test monitored via time-lapse surface electrical resistivity tomography. *Journal of Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.2016/j.jappgeo.2005.10.007>.
- Choudhury, K., & Saha, D. K. (2004). Integrated geophysical and chemical study of saline water intrusion. *Ground Water*, 42(5), 671–677.
- Daesslé, L. W., Pérez-Flores, M. A., Serrano-Ortiz, J., Mendoza-Espinosa, L., Manjarrez-Masuda, E., Lugo-Ibarra, K. C., & Gómez-Treviño, E. (2014). A geochemical and 3D-geometry geophysical survey to assess artificial groundwater recharge potential in the Pacific coast of Baja California. *Mexico. Environmental Earth Science*. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2737-9>.
- Davis, K., Li, Y., & Batzle, M. (2008). Time-lapse gravity monitoring: A systematic 4D approach with application to aquifer storage and recovery. *Geophysics*. <https://doi.org/10.1190/1.2987376>.
- de Franco, R., Biella, G., Tosi, L., Teatini, P., Lozej, A., Chiozzotto, B., Giada, M., Rizzetto, F., Claude, C., Mayer, A., Bassan, V., & Gasparetto-Stori, G. (2009). Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy). *Journal of Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.08.004>.
- Duque, C., Calvache, M. L., Pedrera, A., Martín-Rosales, W., & López-Chicano, M. (2008). Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *Journal of Hydrology*. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.031>.
- Ebraheem, A. A. M., Senosy, M. M., & Dahab, K. A. (1997). Geoelectrical and hydrogeochemical studies for delineating ground-water contamination due to salt-water intrusion in the northern part of the Nile Delta, Egypt. *Ground Water*, 35(2), 216–222.
- Fetter, C. W. (1994). *Applied hydrogeology*. New Jersey: Prentice-Hall, Inc..
- Foreman, T. L. (2014). Managed aquifer recharge (MAR) and design and construction of hydraulic barriers against seawater intrusion: The California case. *Boletín Geológico y Minero*, 125(2), 133–142.
- Galazoulas, E. C., Mertzianides, Y. C., Petalas, C. P., & Kargiotis, E. K. (2015). Large scale electrical resistivity tomography survey correlated to hydrogeological data for mapping groundwater salinization: A case study from a multilayered coastal aquifer in Rhodope, northeastern Greece. *Environmental Processes*. <https://doi.org/10.1007/s40710-015-0061-y>.
- García-Menéndez, O., Morell, I., Ballesteros, B. J., Renau-Pruñonosa, A., Renau-Llorens, A., & Esteller, M. A. (2016). Spatial characterization of the seawater upconing process in a coastal Mediterranean aquifer (Plana de Castellón, Spain): Evolution and controls. *Environmental Earth Science*. <https://doi.org/10.1007/s12665-016-5531-7>.
- Giménez, E., & Morell, I. (2008). Contributions of boron isotopes to understanding the hydrogeochemistry of the coastal detritic aquifer of Castellón Plain, Spain. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0290-5>.
- Goldman, M., Kafri, U., & Yechieli, Y. (2003). Application of the time domain electromagnetic (TDEM) method for studying groundwater salinity in different coastal aquifers of Israel. *TIAC'03 Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean countries*. López-Geta, J. A., Gómez, J.D., de la Orden, J.A., Ramos, G., Rodríguez, L. (Eds.). IGME, ISBN:84-7840-471-6, 45–56.
- Guo, Y. A. (1986). Estimation of TDS in sand aquifer water through resistivity log. *Ground Water*, 24(5), 598–600.
- Gurunadha Rao, V. V. S., Tamma Rao, G. T., Surinaidu, L., Rajesh, R., & Mahesh, J. (2011). Geophysical and geochemical approach for seawater intrusion assessment in the Godavari Delta Basin, A.P., India. *Water Air Soil Pollution*. <https://doi.org/10.1007/s11270-010-0604-9>.
- Herndon, R., & Markus, M. (2014). Large-scale aquifer replenishment and seawater intrusion control using recycled water in Southern California. *Boletín Geológico y Minero*, 125(2), 143–155.
- Himi, M., Brentari, C., Lovera, R., Rivero, L., Díaz, Y., Font, X., Tapias, J.C., & Casas, A. (2007a). Nueva aportación al estudio de la evolución de la intrusión marina en el Delta de la Tordera mediante tomografía eléctrica. *TIAC'03 Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean countries*. (Eds.) López-Geta, J. A., Gómez, J.D., de la Orden, J.A., Ramos, G., Rodríguez, L. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, ISBN:84-7840-471-6, 307–315.
- Himi, M., Salhi, A., Rivero, L., Pinto, V., Díaz, Y., Tapias, J.C., Stitou, J., & Casas, A. (2007b). Estudio comparativo del rendimiento y la resolución de diferentes técnicas geofísicas para el control de la intrusión salina en el acuífero de Oued Laou. *TIAC'03 Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean countries*. López-Geta, J. A., Gómez, J.D.,

- de la Orden, J.A., Ramos, G., Rodríguez, L. (Eds.). IGME, ISBN:84-7840-471-6, 317–325.
- Hionidi, M., Panagopoulos, A., Koumantakis, I., & Voudouris, K. (2002). Groundwater quality considerations related to artificial recharge to the aquifer of the Korinthos Prefecture, Greece. *Groundwater quality: Natural and enhanced restoration of groundwater pollution. IAHS publication*, 275, 85–90.
- IVIA. (2015). Vall de Uxó agroclimatic station. <http://riegos.ivia.es/datos-meteorologicos>. Accessed 8 June 2015.
- Jansen, J. R., Eckhart, L., García, A., & Powell, T. L. (2007). Evaluating the feasibility of artificial recharge sites using high resolution electrical methods near Victorville, California. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, 1*, 376–384.
- Kattan, Z., Kadkoy, N., Nasser, S., Safadi, M., & Hamed, A. (2010). Isotopes and geochemistry in a managed aquifer recharge scheme: A case study of fresh water injection at the Damascus University campus. *Syria. Hydrological Processes*. <https://doi.org/10.1002/hyp.7617>.
- Kazakis, N., Pavlou, A., Vargemezis, G., Voudouris, K. S., Soulios, G., Pliakas, F., & Tsokas, G. (2016). Seawater intrusion mapping using electrical resistivity tomography and hydrochemical data. An application in the coastal area of eastern Theraikos Gulf, Greece. *Science of the Total Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.11.041>.
- Kemna, A., Vanderborghta, J., Kulesab, B., & Vereecken, H. (2002). Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models. *Journal of Hydrology*, 267, 125–146.
- Koukadaki, M. A., Karatzas, G. P., Papadopoulou, M. P., & Vafidis, A. (2007). Identification of the saline zone in a coastal aquifer using electrical tomography data and simulation. *Water Resources Management*. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9135-y>.
- Kouzana, L., Benassi, R., Ben Mammou, A., & Sfar Felfoul, M. (2010). Geophysical and hydrochemical study of the seawater intrusion in Mediterranean semi arid zones. Case of the Korba coastal aquifer (Cap-Bon, Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*, 58(2), 242–254.
- Kura, N.U., Ramli, M.F., Ibrahim, S., Sulaiman, W.N.A., Zaudi, M.A., & Aris, A.Z. (2014). A preliminary appraisal of the effect of pumping on seawater intrusion and upconing in a small tropical island using 2D resistivity technique. *Scientific World Journal*, ID:796425, 1–11.
- Land, L. A., Lautier, J. C., Wilson, N. C., Chienese, G., & Webb, S. (2004). Geophysical monitoring and evaluation of coastal plain aquifers. *Ground Water*, 42(1), 59–67.
- Loke, M.H. (1999). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys. <http://www.geomatrix.co.uk/tools/application-notes/Lokenote.pdf>. Accessed 23 July 2015.
- Maliva, R. G., Clayton, E. A., & Missimer, T. M. (2009). Application of advanced borehole geophysical logging to managed aquifer recharge investigations. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0437-z>.
- Maliva, R. G., Hermann, R., Coulibaly, K., & Guo, W. (2015). Advanced aquifer characterization for optimization of managed aquifer recharge. *Environmental Earth Science*. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3167-z>.
- Martín-Rosales, W., Gisbert, J., Pulido-Bosch, A., Vallejos, A., & Fernández-Cortés, A. (2007). Estimating groundwater recharge induced by engineering systems in a semiarid area (southeastern Spain). *Environmental Geology*. <https://doi.org/10.1007/s00254-006-0541-5>.
- Martínez, J., Benavente, J., García-Aróstegui, J. L., Hidalgo, M. C., & Rey, J. (2009). Contribution of electrical resistivity tomography to the study of detrital aquifers affected by seawater intrusion-extrusion effects: The river Vélez delta (Vélez-Málaga, southern Spain). *Engineering Geology*, 108, 161–168.
- Masciopinto, C., & Carrieri, C. (2002). Assessment of water quality after 10 years of reclaimed water injection: The Nardò fractured aquifer (southern Italy). *Groundwater Monitoring Remediation*. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6592.2002.tb00657.x>.
- Metzger, L. F., & Izbicki, J. A. (2013). Electromagnetic-induction logging to monitor changing chloride concentrations. *Ground Water*. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00944.x>.
- Mills, T., Hoekstra, P., Blohm, M., & Evans, L. (1988). Time domain electromagnetic soundings for mapping sea-water intrusion in Monterey County, California. *Ground Water*, 26(6), 771–782.
- Minsley, B. J., Ajo-Franklin, J., Mukhopadhyay, A., & Morgan, F. D. (2011). Hydrogeophysical methods for analyzing aquifer storage and recovery systems. *Ground Water*. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00676.x>.
- Mogren, S. (2015). Saltwater intrusion in Jizan coastal zone, southwest Saudi Arabia, inferred from geoelectric resistivity survey. *International Journal of Geosciences*. <https://doi.org/10.4236/ijg.2015.63022>.
- Morell, I., Giménez, E., & Esteller, M. V. (1996). Application of principal components analysis to the study of salinization of the Castellon Plain (Spain). *Science of the Total Environment*, 177, 161–171.
- Morell, I., Ballesteros, B.J., Renau-Llorens, A., & García-Menéndez, O. (2012). *Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water (Phase I)*. http://www.uji.es/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_cola/?urlRedirect=http://www.uji.es/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_cola/&url=/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_cola/. Accessed 11 July 2016.
- Morell, I., Ballesteros, B.J., Renau-Pruñonosa, A., García-Menéndez, O., Renau-Llorens, A., Rosado, S., & Esteller, V.M. (2014). *Facing the seawater intrusion recharging coastal aquifers with regenerated water (Phase III). Final Report*. http://www.uji.es/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_cola/?urlRedirect=http://www.uji.es/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_cola/&url=/institucional/estructura/instituts/iupa/base/documentacio/coca_cola/. Accessed 11 July 2016.
- Myriounis, C., Voudouris, K., Tsourlos, P., Soulios, G., & Dimopoulos, G. (2006). Hydrochemical and geophysical survey of the Almyros aquifer system, East Central Greece. In *Proceedings of the 1st Joint Salt Water Intrusion Conference*. Barrocu, G. (Ed.), 221–227.

- Nguyen, F., Kemna, A., Antonsson, A., Engesgaard, P., Kuras, O., Ogilvy, R., Gisbert, J., Jorreto, S., & Frances-Herrera, I. (2007). Contribution of 2D electrical imaging for seawater intrusion calibration. *Coastal aquifers: challenges and solutions*. Pulido Bosch, A., López Geta, J.A., Ramos González, G. (Eds.). IGME, ISBN:978-84-7840-712-5, 327–332.
- Nimmer, R. E., Osiensky, J. L., Binley, A. M., Sprenke, K. F., & Williams, B. C. (2007). Electrical resistivity imaging of conductive plume dilution in fractured rock. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0159-z>.
- Ogilvy, R. D., Meldrum, P. I., Kuras, O., Wilkinson, P. B., Chambers, J. E., Sen, M., Pulido-Bosch, A., Gisbert, J., Jorreto, S., Frances, I., & Tsourlos, P. (2009). Automated monitoring of coastal aquifers with electrical resistivity tomography. *Near Surface Geophysics*, 7, 367–375.
- Ortuño, F., Molinero, J., Garrido, T., & Custodio, E. (2012). Seawater injection barrier recharge with advanced reclaimed water at Llobregat delta aquifer (Spain). *Water Science Technology*. <https://doi.org/10.2166/wst.2012.423>.
- Parsekian, A. D., Regnery, J., Wing, A. D., Knight, R., & Drewes, J. E. (2014). Geophysical and hydrochemical identification of flow paths with implications for water quality at an ARR site. *Groundwater Monitoring Remediation*. <https://doi.org/10.1111/gwmr.12071>.
- Patel, P., Desai, M., & Desai, J. (2011). Geotechnical parameters impact on artificial ground water recharging technique for urban centers. *Journal of Water Resource and Protection*. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2011.35035>.
- Perri, M. T., Cassiani, G., Gervasio, I., Deiana, R., & Binley, A. (2012). A saline tracer test monitored via both surface and cross-borehole electrical resistivity tomography: Comparison of time-lapse results. *Journal of Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.12.011>.
- Pipe-Martin, C. (2006). Protecting an island aquifer by using recycled water as a hydraulic barrier—A case study of Bribie Island. *IHP-VI, Series on Groundwater*, 13, 856–861.
- Pujari, P. R., & Soni, A. K. (2009). Sea water intrusion studies near Kovaya limestone mine, Saurashtra coast. *India. Environmental Monitoring Assessment*. <https://doi.org/10.1007/s10661-008-0380-9>.
- Pyne, R. D. G. (2015). Aquifer storage recovery: An ASR solution to saltwater intrusion at Hilton Head Island, South Carolina. *USA. Environmental Earth Science*. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3985-z>.
- Rashid, M., Lone, M. A., & Ahmed, S. (2012). Integrating geospatial and ground geophysical information as guidelines for groundwater potential zones in hard rock terrains of south India. *Environmental Monitoring Assessment*. <https://doi.org/10.1007/s10661-011-2305-2>.
- Rey, J., Martínez, J., Barberá, G. G., García-Arostegui, J. L., García-Pintado, J., & Martínez-Vicente, D. (2013). Geophysical characterization of the complex dynamics of groundwater and seawater exchange in a highly stressed aquifer system linked to a coastal lagoon (SE Spain). *Environmental Earth Science*. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2472-2>.
- Robert, T., Dassargues, A., Brouyère, S., Kaufmann, O., Hallet, V., & Nguyen, F. (2011). Assessing the contribution of electrical resistivity tomography (ERT) and self-potential (SP) methods for a water well drilling program in fractured/karstified limestones. *Journal of Applied Geophysics*, 75, 42–53.
- Sathish, S., Elango, L., Rajesh, R., & Sarma, V. S. (2011). Assessment of seawater mixing in a coastal aquifer by high resolution electrical resistivity tomography. *International Journal Environmental Science Technology*, 8(3), 483–492.
- Shammas, M. I. (2008). The effectiveness of artificial recharge in combating seawater intrusion in Salalah coastal aquifer, Oman. *Environmental Geology*. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0975-4>.
- Sherif, M., El Mahmoudi, A., Garamoon, H., Kacimov, A., Akram, S., Ebraheem, A., & Shetty, A. (2006). Geoelectrical and hydrogeochemical studies for delineating seawater intrusion in the outlet of Wadi Ham, UAE. *Environmental Geology*. <https://doi.org/10.1007/s00254-005-0081-4>.
- Shtivelman, V., & Goldman, M. (2000). Integration of shallow reflection seismics and time domain electromagnetics for detailed study of the coastal aquifer in the Nitzanim area of Israel. *Journal of Applied Geophysics*, 44, 197–215.
- Singha, K., & Gorelick, S. M. (2005). Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: Field-scale spatial moment analysis. *Water Resources Research*. <https://doi.org/10.1029/2004wr003460>.
- Singha, K., Day-Lewis, F. D., & Lane, J. W. (2007). Geoelectrical evidence of bicontinuum transport in groundwater. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2007gl030019>.
- Singhal, D. C., Israil, M., Sharma, V. K., & Kumar, B. (2010). Evaluation of groundwater resource and estimation of its potential in Pathri Rao watershed, district Haridwar (Uttarakhand). *Current Science*, 98(2), 162–170.
- Taheri, A. (2008). Site selection for artificial recharging of groundwater by application of geoelectrical method—A case study. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 54, 63–69.
- Tapias, J. C., Himi, M., Masachs, A., Nieto, C., Brissaud, F., Salgot, M., & Casas, A. (2006). Using electrical imaging for assessing suitability of reclaimed water recharge at Begur, Spain. *Desalination*, 188, 69–77.
- Teatini, P., Comerlati, A., Carvalho, T., Gütz, A. Z., Affatato, A., Baradello, L., Accaino, F., Nieto, D., Martelli, G., Granati, G., & Paiero, E. (2015). Artificial recharge of the phreatic aquifer in the upper Friuli plain, Italy, by a large infiltration basin. *Environmental Earth Science*. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3207-8>.
- Ulusoy, I., Dahlin, T., & Bergman, B. (2015). Time-lapse electrical resistivity tomography of a water infiltration test on Johannishus Esker, Sweden. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1221-2>.
- Vandenbohede, A., Van Houtte, E., & Lebbe, L. (2008). Groundwater flow in the vicinity of two artificial recharge ponds in the Belgian coastal dunes. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0326-x>.
- Wiederhold, H., Sulzbacher, H., Grinat, M., Günther, T., Igel, J., Burschil, T., & Siemon, B. (2013). Hydrogeophysical characterization of freshwater/saltwater systems—Case study: Borkum Island, Germany. *Near Surface Geoscience*, 31, 109–117.
- Wilson, S. R., Ingham, M., & McConchie, J. A. (2006). The applicability of the earth resistivity methods for saline interface definition. *Journal of Hydrology*, 316, 301–312.
- Young, M. E., Al-Toupy, N., Khatim, E., & Adam, O. A. (1999). Geophysical investigation of proposed sites for artificial

- recharge in Northern Oman. *Quarterly Journal of Engineering Geology*. <https://doi.org/10.1144/gsl.qjeg.1999.032.p2.04>.
- Zakhem, B. A., & Hafez, R. (2012). Chemical and isotopic methods for management of artificial recharge in Mazraha Station (Damascus Basin, Syria). *Hydrological Processes*. <https://doi.org/10.1002/hyp.8446>.
- Zhe, J., Greenhalgh, S., & Zhou, B. (2003). Crosshole electrical imaging of aquifer properties and preferential flow paths at the Bolivar ASR site. *ASEG Extended Abstracts*, 2, 1–6.

Capítulo 9

CONCLUSIONES

- 9.1. Sobre la situación preoperacional
- 9.2. Sobre las operaciones de recarga
- 9.3. Sobre la caracterización hidrodinámica e hidrogeoquímica de la recarga
- 9.4. Caracterización geofísica de la actuación de recarga
- 9.5. Sobre mejoras metodológicas

9.1. Sobre la situación preoperacional

- El sector meridional de la Plana de Castellón sufre un proceso crónico de intrusión marina cuyas primeras manifestaciones se remontan a los años sesenta del siglo pasado. La intensificación agrícola de regadío dio lugar a la proliferación de captaciones de agua subterránea, sin ningún tipo de control.
- En un periodo del orden de 20 años (1960 - 1980) la salinidad del agua subterránea aumentó desde una concentración geoquímica de fondo de cloruros del orden de 100 mg/L hasta superar en algunos sectores 1000 mg/L.
- El método SITE permite caracterizar y evaluar la intrusión marina utilizando como datos de partida la concentración de cloruros en una red de control. Los resultados obtenidos (índice SITE) caracterizan espacial y temporalmente la intrusión marina a partir de cuatro parámetros: superficie afectada (S), intensidad de la salinización (I), temporalidad o estacionalidad (T) y evolución de proceso a medio-largo plazo (E).
- La situación actual es de relativa recuperación como consecuencia del progresivo abandono de pozos y la disminución de la demanda. La intrusión del conjunto del acuífero, de acuerdo al índice SITE, se considera baja (Índice 0,25, código LMM1) si bien se detecta que la presión se encuentra localizada en el sector meridional del acuífero (Ballesteros et al. 2016, *Water Resources Management*).
- Paralelamente a este proceso, y también relacionado con situaciones locales de sobreexplotación, se favoreció la descarga de flujos salinos procedentes de los acuíferos triásicos de borde (Sierra de Espadán).
- La superposición de estos procesos de salinización ha sido estudiada mediante el método de lógica difusa (Renau-Pruñonosa et al., *en proceso de revisión*)
- La distribución espacial de la concentración de cloruros y los perfiles verticales de CE han permitido la definición 3D de la forma de la intrusión marina en el área de estudio, que se caracteriza por la formación de un domo salino (*upconing*) de una extensión en superficie de 8 km² y situado a 5 km de la costa (García Menéndez et al. 2016, *Water Resources Management*).
- La descripción de la evolución de la salinidad a lo largo de 42 años ha permitido establecer la evolución del proceso y sus causas. El *upconing* aparece en los años noventa a consecuencia de un bombeo intensivo en la zona de la Rambleta y persiste hasta nuestros días a pesar de la reducción de los bombeos, si bien los valores máximos han descendido y se observa un ligero desplazamiento de la masa salina con mayores concentraciones hacia la costa.

- La persistencia de los bombeos y las condiciones climáticas imperantes en la zona, con frecuentes periodos de sequía, hacen pensar que la presencia del domo salino pueda perpetuarse en el tiempo si no se toman en consideración ciertas medidas.

9.2. Sobre las operaciones de recarga

- Existen numerosas actuaciones de recarga artificial en el mundo, algunas de ellas como método de lucha contra la intrusión marina.
- Las instalaciones de recarga utilizadas (cedidas por ACUAMED) son adecuadas, con la salvedad de los pozos de recarga, que además de estar ubicados en un sector de baja transmisividad y, por tanto, con bajos de caudales de admisión, presentan pérdidas de cargas notables que no han podido ser compensadas con las operaciones de desarrollo en el marco de esta investigación. La capacidad de admisión conjunta de los pozos ha sido de 19 L/s.
- La testificación geofísica realizada ha permitido diferenciar claramente los niveles permeables intercalados en la columna de los pozos de recarga.
- Los tres piezómetros construidos, de hasta 80 metros de profundidad, han permitido conocer con detalle los efectos hidrodinámicos de la recarga y obtener muestras para el estudio de los efectos hidrogeoquímicos de la misma.
- El agua utilizada para la recarga, procedente del río Belcaire, tiene una CE media de 326 $\mu\text{S/cm}$, 18 mg/L de cloruros y 2 mg/L de nitratos.

9.3. Sobre la caracterización hidrodinámica e hidrogeoquímica de la recarga

- Los máximos ascensos piezométricos detectados en los piezómetros fueron de 3,05 a 3,52 metros, a los 79 días de iniciada la recarga. Una vez finalizada la inyección, los niveles iniciales se alcanzaron a los 16 días. Los niveles piezométricos en el pozo de observación situado a 450 metros aguas abajo no sufrieron variación alguna.
- La experiencia de recarga artificial en la Rambleta ha supuesto una mejora notable en la calidad del agua subterránea residente, con importantes descensos de la salinidad. El agua subterránea se caracterizaba inicialmente por CE de 3000 $\mu\text{S/cm}$ y TDS de 2100 mg/L. Después de 6 meses de recarga artificial, la salinidad del agua subterránea ha descendido considerablemente, con valores de CE entre 400-600 $\mu\text{S/cm}$ a una distancia de 75-85 m desde los pozos de inyección. A 450 m se consiguen descensos significativos, desde CE de 3600 $\mu\text{S/cm}$ a 2350 $\mu\text{S/cm}$. Sin embargo, no se observan cambios en la calidad de las aguas subterráneas a distancia superiores a 1000 m.

- Se calcula un factor de reducción de la salinidad de 5-10 veces a una distancia de 80 m desde los pozos de recarga, y descensos de 1,5 veces a 450 m.
- La dilución constituye el principal proceso observado debido al desplazamiento del agua nativa y a la mezcla entre ella y el agua inyectada. El proceso de mezcla se ilustra con la relación entre la composición isotópica del agua y la concentración de cloruros con las muestras dispuestas a lo largo de la línea de mezcla entre los dos miembros finales.
- La mezcla entre dos tipos de aguas de diferente naturaleza y sus interacciones con la matriz del acuífero derivan en una serie de procesos geoquímicos: intercambio catiónico, disolución de minerales carbonatados y sulfatados, y oxidación de sulfuros y materia orgánica.
- El intercambio catiónico es el proceso hidroggeoquímico dominante desde un punto de vista cuantitativo (1,10 meq/L), no mostrando además evidencias de disminuir en su magnitud.
- El flujo del agua de recarga a través del acuífero conlleva la oxidación de la MO presente en la propia agua de recarga (5 mg O₂/L) y también la oxidación de sulfuros presentes en la matriz del acuífero, con el consiguiente consumo de O₂ y de NO₃⁻ presentes en el agua de mezcla, compuestos que actúan como aceptores de electrones.
- El proceso de disolución de carbonatos se estima en 0,45 meq/L y se atribuye principalmente a la reactividad del agua de recarga subsaturada en estos minerales (disolución abiótica), estimándose que alrededor de 0,15-0,20 meq/L podrían relacionarse con procesos redox.
- La heterogeneidad de los materiales acuíferos se traduce en velocidades de flujo que varían entre 2,5 y 6,0 m/s dependiendo del tipo de sedimento.

9.4. Sobre la caracterización geofísica de la actuación de recarga

- Las medidas hidroggeoquímicas y de perfiles de CE llevadas a cabo al mismo tiempo que las campañas geofísicas han permitido relacionar las medidas de ER con las características físico-químicas del agua subterránea. Del mismo modo, a partir de los datos de las columnas litológicas se ha podido establecer una triple relación entre valores de ER, litología de los sedimentos y valores de CE del agua subterránea (García-Menéndez et al. 2017, *Environmental Monitoring Assessment*)
- El tratamiento conjunto de las imágenes 2D obtenidas de los perfiles geofísicos, la información geológica y la CE del agua subterránea ha permitido definir la forma y extensión de la pluma de recarga. Así, se delimita la pluma de recarga caracterizada como agua dulce (400-600 µS/cm) hasta 400 m en dirección O-E y 250 m en dirección N-S.

Además, las imágenes de ERT definen una zona de mezcla entre ambas aguas, con CE por debajo de los 2500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, que se extiende hasta una distancia de 600 m en dirección este.

- La principal ventaja del uso de ERT para caracterizar experiencias MAR es la relativa al tiempo y al coste que conlleva puesto que permite una evaluación espacial exhaustiva de la pluma de recarga en pocas sesiones. Además, supone un método no invasivo que permite obtener datos en zonas sin puntos de muestreo.

9.5. Sobre mejoras metodológicas

- En general, la mayor parte de los trabajos realizados en esta experiencia podrían ser replicados en actuaciones semejantes. Singularmente, los esfuerzos llevados a cabo para conocer con detalle las condiciones hidrogeológicas del sector y también las características del proceso de intrusión marina han sido enormemente útiles y han permitido llevar a cabo las operaciones de recarga de manera controlada.
- No obstante, algunos aspectos podrían ser objeto de mejora, entre ellos la propia ubicación de los pozos de recarga y su equipamiento. También habría sido deseable disponer de medidas de nivel en el entorno inmediato de los pozos.
- La progresiva disminución de los caudales de recarga debe estar relacionada con procesos de *clogging* que no han podido minimizarse en su totalidad. La instalación de sistemas de filtración más avanzados podría evitar la llegada de sólidos en suspensión a los pozos de recarga. El principal problema detectado está relacionado con la materia orgánica particular (o partículas) procedente(s) de algas presentes en la balsa de recarga.

REFERENCIAS

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET, 2015).

<http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/valoresclimatologicos?k=val>.

Último acceso septiembre 2017

Ahmed KM, Sultana S, Alam M, Hasan M, Tuinhof A, Oosterwijk J, Ghosh S, Rahman MS, Zheng Y, Ravenscroft P (2013) Lessons learned from large scale field testing of managed aquifer recharge to improve water quality in coastal aquifers of Bangladesh. 8th International Symposium on managed aquifer recharge (ISMAR8), Beijing, China, 15-19 2013. <http://www.dinamar.es/file.axd?file=2013%2F10%2FFinal+program+booklet+09.025.pdf>, 55-56. Accessed 26 Mar 2018

Alhama-Manteca I, Alhama F, Rodríguez-Estrella T (2012) Chemical and physical parameters as trace markers of anthropogenic-induced salinity in the Agua Amarga coastal aquifer (southern Spain). *Hydrogeology Journal* 20:1315-1329

Arche A, López-Gómez J (1992) Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectosedimentaria de la cuenca pérmico-triásica del SE de la Cordillera Ibérica. *Cuaternos de Geología Ibérica*, 16: 115-143

Armenter JL (2006) La recarga artificial de acuíferos en la gestión conjunta de los recursos del río Llobregat. En: Fernández Ja, Linares L, Ruiz F (Eds). *Agua y ciudad en el ámbito mediterráneo*. *Hidrogeología y Aguas Subterráneas* 19, 181-191

Aroba J (2003) Advances in the decision making in software development projects. PhD Thesis, University of Sevilla, Spain

Avisar D, Clark JF, McDermott J, Hudson GB (2006) A comparison of three methods for determining travel times near a large artificial recharge facility. . IHP-VI, Series on Groundwater No. 13. Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. Proceedings of the 5th International Symposium on Management of Aquifer Recharge ISMAR5, IHP/2006/GW-13: 247-252

Ballesteros BJ, Morell I, García-Menéndez O, Renau-Pruñonosa A (2016) A Standardized Index for Assessing Seawater Intrusión in Coastal Aquifers: The SITE Index. *Water Resources Management*, vol 30 (13): 4513-4527. Doi: 10.1007/s11269-016-1433-4

Beltrán J (1995) Análisis de residuos de plaguicidas seleccionados en suelos y aguas. Estudio de movilidad en la zona no saturada. Tesis Doctoral. Universitat Jaume I. Castellón

Boi M (2003) Studio idrogeologico e strategie di gestione delle risorse idriche dell'acquifero della Piana di Castellón. Tesis Doctoral. Università degli studi di Cagliari

Bouri S, Dhia HB (2010) A thirty-year artificial recharge experiment in a coastal aquifer in an arid zone: The Teboulba aquifer system (Tunisian Sahel). *CR Geoscience*, 342:60-74

Brown CJ, Nevulis R (2006) A model study of the proposed Everglades Restoration Hillsboro ASR Pilot Project. IHP-VI, Series on Groundwater N° 13. Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. Proceedings of the 5th International Symposium on Management of Aquifer Recharge ISMAR5, IHP/2006/GW-13:73-78

Cabezas F, Cabrera E, Morell I (2008) El agua: una cuestión de estado. Perspectiva desde la Comunidad Valenciana. Asociación Valenciana de Empresarios (AVE)

Canerot J (1974) Recherches géologiques aux confins des Chaines Ibériques et Catalanes Tesis Doctoral. Université de Toulouse , France

Canerot J, Faure P, Rahal M (1985) Massif du Desierto de las Palmas (Castellón). *Strata*, 2 (2): 85-100

Chadha DK (2014) Water conservation and artificial recharge of aquifers in India. *Boletín Geológico y Minero de España*, 125 (2): 203-218

CHJ (Confederación Hidrográfica del Júcar) (1998) Detección de mercurio en los sectores acuíferos de la rambleta (U.H. Plana de Castellón) y Corral Blanc-Montalar (U.H. Medio Palancia). Valencia

Das A, Maiti S, Naidu S, Gupta G (2016) Estimation of spatial variability of aquifer parameters from geophysical methods: a case study of Sindhudurg district, Maharashtra, India. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 31 (7):1709-1726. <https://doi.org/10.1007/s00477-016-1317-4>

de Franco R, Biella G, Tosi L, Teatini P, Lozej A, Chiozzotto B, Giada M, Rizzetto F, Claude C, Mayer A, Bassan V, Gasparetto-Stori G (2009) Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy). *Journal of Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.08.004>

de los Cobos G (2009) La recarga artificial de acuíferos como ayuda a la gestión de recursos hídricos; el ejemplo del sistema de Ginebra (Suiza). The artificial recharge as a tool for the water resources management: case of the aquifer recharge system of Geneva (Switzerland). *Boletín geológico y Minero* 120 (2):305-310

de los Cobos G (2013) Geneva's artificial recharge system and the crisis management of the transboundary region's drinking water supply. 8th International Symposium on managed aquifer

recharge (ISMAR 8), Beijing, China, 15-19 2013. <http://www.dinamar.es/file.axd?file=2013%2F10%2FFinal+program+booklet+09.025.pdf>. Accessed 26 Mar 2018

Dillon P (2009) Water recycling via managed aquifer recharge in Australia. *Boletín Geológico y Minero*, 120 (2): 121-130. ISSN: 0366-0176)

Eaton L, Melady J, Tolan T (2009) Pacific Northwest_USA (Successful implementation of ASR in basalt –hosted aquifers in the Pacific Northwest of the United States. *Boletín Geológico y Minero*, 120 (2): 131-156

Escrig I, Giménez E, Morell I, López FJ (1993) Relación entre en contenido de metales pesados (Cd, Co y Pb) y la salinidad en la Plana de Castellón. *Hidrogeología*, 9: 19-34.

Escrig I (1995) Origen y comportamiento de metales pesados en la Plana de Castellón. Tesis Doctoral. Universitat Jaume I. Castellón.

Esteller MV (1989) Recarga artificial en el sector nororiental de la Plana de Castellón. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada

Esteller MV, Giménez E, Morell I (1989a) Los nitratos en las aguas subterráneas de la Plana de Castellón. *Bol. Soc. Cast. Cult.*, LXIV: 500-512

Esteller MV, Morell I, Pulido A (1989b) Posibilidades de utilización de recarga artificial y riego de excedentes de agua en el sector nororiental de la Plana de Castellón. *Tecnología del Agua*, 62: 25-34

Esteller MV, Morell I (1991) Usos alternativos de los excedentes de aguas existentes en la Plana de Castellón. XXIII AIH Congreso Internacional sobre explotación de acuíferos. I, Islas Canarias, 217-220

Esteller MV, Morell I (1993) Irrigation with treated wastewater and its effects on the Castellon Plain Aquifer (Spain). Nath, Candela, Hens, Robinson (Eds.) *Environmental Pollution*. European Center for Pollution Research., 249-253

Esteller MV (1994) Consideraciones sobre el aprovechamiento de los recursos hídricos en la Plana de Castellón. Utilización de aguas residuales para riego. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.

Estrela MJ, Miró JJ, PASTRO F, Millán M (2004) Precipitaciones por frentes atlánticos en la Comunidad Valenciana : cambios y tendencias en las últimas décadas. XXVIII Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española. 11-13 Febrero 2004. Badajoz.

Fernández-Escalante E, García-Rodríguez M, Villarroya-Gil F (2005) Inventario de experiencias de recarga artificial de acuífero en el mundo. *Tecnología y desarrollo*. Vol. 3. ISSN:1696-8085.

Fernández-Escalante E, García JM, Minaya MJ (2009) Propuestas para la detección y corrección de impactos producidos por procesos colmatantes en el dispositivo de recarga artificial de la Cubeta de Santiuste (Segovia). Proposal for the detection and correction of impacts produced by clogging processes in the Cubeta de Santiuste artificial recharge facilities (Segovia, Spain). *Boletín Geológico y Minero* 120 (2): 215-234

Fidelibus MD, Giménez E, Morell I, Tulipano L (1992) Salinization processes in the Castellón plain aquifer. In: Custodio, E.; Galofré, A. (Eds.). Study and Modelling of Salt Water Intrusion into Aquifers. Proc. 12th Saltwater Intrusion Meeting, Barcelona, 267-283

Foreman TL (2014) Managed Aquifer Recharge (MAR) and Design and Construction of Hydraulic Barriers against Seawater Intrusion: the California Case. *Boletín Geológico y Minero*, 125 (2): 133-142

Gao L, Connor JD, Dillon P (2013) The economics of groundwater replenishment for reliable urban water supply. 8th International Symposium on managed aquifer recharge (ISMAR8), Beijing, China, 15-19 Oct 2013.

<http://www.dina-mar.es/file.axd?file=2013%2F10%2FFinal+program+booklet+09.025.pdf>

Último acceso 26 Marzo 2018

García-Menéndez O, Morell I, Ballesteros BJ, Renau-Pruñonosa A, Renau-Llorens A, Esterller MV (2016) Spatial characterization of the seawater upconing process in a coastal Mediterranean aquifer (Plana de Castellón, Spain): evolution and controls. *Environmental Earth Science*. Vol. 75: 728. Doi:10.1007/s12665-016-5531-7

Giménez E (1988) Caracterización hidroquímica de la intrusión marina en acuíferos detríticos costeros. Aplicación a los acuíferos de Oropesa, Castellón y Gandía (provincias de Castellón y Valencia). Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza.

Giménez E, Morell I (1990) El ión bromuro como indicador hidroquímico de la intrusión marina. IV Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio: 279-286.

Giménez E, Morell I (1991) Consideraciones sobre la utilización de iones minoritarios en la caracterización de la intrusión marina. *El Agua en Andalucía*, I: 401-412. Córdoba.

Giménez E, Morell I (1992) Utilización del boro como indicador de contaminación en la Plana de Castellón. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, XXI, Sec. IV: 285-292.

- Giménez E (1994) Caracterización hidrogeoquímica de los procesos de salinización en el acuífero detrítico costero de la Plana de Castellón (España). Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Giménez E, Morell I, Renau A (2004) Geoquímica isotópica del boro en el acuífero de la Plana de Castellón. VIII Simposio de Hidrogeología. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos XXVI: 137-146
- Goff MD (2010) A history of success: artificial recharge in Las Vegas, Nevada. Proceedings of the symposium Achieving Ground Water Supply Sustainability & Reliability through Managed Aquifer Recharge. International Symposium on Managed Aquifer Recharge. ISMAR7. Abu Dhabi, UAE, 9-13 Oct 2009, 435-442
- González-Ramón A, Martín-Montañes C, Gollonet J, Martos-Rosillo S, Rubio-Campos, JC (2009) La recarga artificial como apoyo al abastecimiento de poblaciones. Experiencias en la provincia de Jaén. The artificial recharge as supply support town. Experiences in the province of Jaén. Boletín Geológico y Minero, 120 (2):289-304
- Grande JA, Andújar JM, Aroba J, de la Torre ML, Beltrán R (2005) Precipitation, pH and metal load in AMD river basins: an application of fuzzy clustering algorithms to the process characterization. Journal of Environmental Monitoring, 7(4):325-334, doi: 10.1039/B410795K
- Güler C, Thyne GD (2004) Delineation of hydrochemical facies distribution in a regional groundwater system by means of fuzzy c-means clustering. Water Resources Research 40, W12503, doi:10.1029/2004WR003299
- Gupta P, Noone D, Galewsky J, Sweeney C, Vaughn B (2009) Demonstration of high-precision continuous measurements of water vapor isotopologues in laboratory and remote field deployments using wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) technology. Rapid Communications in Mass Spectrometry 23: 2534-2542
- Harris S, Adams M, Jones M (2006) NLARS: Evolution of an Artificial Recharge Scheme. In: Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. IHP-VI, Series on Groundwater No. 13. Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. Proceedings of the 5th International Symposium on Management of Aquifer Recharge ISMAR5, Berlin, Germany, 11–16 June 2005, 103-108
- Hernández M, Gibert O, Bernat X, Valhondo C, Köck-Schulmeyer M, Huerta-Fontela M, Colomer MV (2014) Innovative reactive layer to enhance soil aquifer treatment: successful installation in the Llobregat aquifer (Catalonia, ne Spain). Boletín Geológico y Minero, 125 (2):157-172
- Herndon R, Markus M (2014) Large-scale aquifer replenishment and seawater intrusion control using recycled water in Southern California. Boletín Geológico y Minero, 125 (2): 143-155

Hionidi M, Panagopoulos A, Koumantakis I, Voudouris K (2002) Groundwater quality considerations related to artificial recharge to the aquifer of the Korinthos Prefecture, Greece. Groundwater quality: Natural and enhanced restoration of groundwater pollution. IAHS publication, 275, 85–90

Hoogmoed M, Buma JT, Caljé R, Schaars F (2013) Combining drinking water production with the worlds' most innovative coastal defence project to keep dry feet - insights on effects, interception measures and dynamic monitoring plan 8th International Symposium on managed aquifer recharge (ISMAR8), Beijing, China, 15-19 Oct 2013. <http://www.dinamar.es/file.axd?file=2013%2F10%2FFinal+program+booklet+09.025.pdf>, 63. Accessed 26 Mar 2018

IGME (1974) Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, Hoja 641 (Castellón de la Plana)

IGME (1983) Mapa Hidrogeológico de España. Hoja 48. Vinarós. Escala 1: 200.000. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Madrid

IGME (1984) Actualización de los recursos hidráulicos subterráneos existentes en la comarca de Sagunto. Comunidad Valenciana. I-II. IGME

IGME (1985) Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000, Hoja 48 (Vinarós). Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Madrid

IGME (1987) Atlas hidrogeológico de la provincia de Castellón. Eds. Diputación de

IGME-DGA (2009) Encomienda de gestión para la realización de trabajos científicos-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas. Actividad 7. Establecimiento de indicadores de intrusión marina y cálculo de los volúmenes ambientales al mar. Instituto Geológico y Minero de España-Dirección General del Agua. Ministerio de Ciencia e Innovación-Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino

ITGE (1989-90) Planas de Castellón y Sagunto. Serie manuales de utilización de acuíferos. Dirección de aguas subterráneas. Instituto Tecnológico y Geominero de España.

ITGE-GIMARN (1992) Contaminación de las aguas subterráneas por plaguicidas.

Jaén Peral M, Parellada Bezares C, Lupiani Moreno E, Islan García A, Riera Molina S (2003) Recarga artificial en el acuífero costero de Marbella (Málaga). Simposio sobre el agua y la ciudad sostenible: Hidrogeología urbana. Barcelona 2003. AIH-GE

- Jokela P, Kallio E (2013) Sprinkling infiltration and well infiltration in managed aquifer recharge for drinking water quality improvement. Symposium on managed aquifer recharge (ISMAR 8). <http://www.dina-mar.es/file.axd?file=2013%2F10%2FFinal+program+booklet+09.025.pdf>, 55-56. Accessed 26 Mar 2018
- Kamra SK, Anchal V, Aswal S, Kamra KL (2006) Groundwater recharge through cavity wells in saline groundwater regions. IHP-VI, Series on Groundwater No. 13. Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. Proceedings of the 5th International Symposium on Management of Aquifer Recharge ISMAR5, Berlin, Germany, 11–16 June 2005, 699-704.
- Kattan Z, Kadkoy N, Nasser S, Safadi M, Hamed A (2010) Isotopes and geochemistry in a managed aquifer recharge scheme: A case study of fresh water injection at the Damascus University campus. Syria. Hydrological Processes. <https://doi.org/10.1002/hyp.7617>
- Kura NU, Ramli MF, Ibrahim S, Sulaiman WNA, Zaudi MA, Aris AZ (2014) A preliminary appraisal of the effect of pumping on seawater intrusion and upconing in a small tropical island using 2D resistivity technique. Sci. World J: 11 (ID 796425)
- Lluria MR (2009) Successful application of Managed Aquifer Recharge in the improvement of the water resources management of semi-arid regions: Examples from Arizona and Southwestern U.S.A. Boletín Geológico y Minero, 120 (2): 111-120)
- López Geta JA, Parra JL, Rivera (1988) Acuífero costero de Fuengirola (Málaga). 1er Simposio Internacional Tecnología de la Industria en Acuíferos Costeros. Vol. II: 337-347. Almuñécar.
- López-Geta JA (2009) La reutilización de las aguas residuales en la recarga de acuíferos. Conferencia Nacional sobre la reutilización del agua. Madrid, 12 mayo 2009
- López-Gómez J, Arche A (1992) Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y el Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. Estudios Geológicos, 48: 123-143
- López-Gutiérrez J, García-Menéndez O, Molinero A, Ballesteros B (2007) Evaluación del riesgo de contaminación de las aguas subterráneas por metales pesados en el acuífero de la Plana de Castellón. Aplicación al caso del mercurio. IGME
- López -Gutiérrez J, García Menéndez O, Ballesteros BJ (2010) El origen del mercurio presente en el acuífero costero de la Plana de Castellón (Este de España). Boletín Geológico y Minero 121 (3): 279-298

Macías Antequera C, Martínez Gamo R, Martínez Rubio J (2014) Determinación de los volúmenes de agua a gestionar en las infraestructuras de la fase II del proyecto de recarga artificial del acuífero cuaternario de la comarca de “El Carracillo”, Segovia (sector occidental). *Boletín Geológico y Minero*, 125 (2): 173-185.

Macías Antequera C, Martínez Gamo R, Martínez Rubio J (2014) Estudios preliminares para el diseño de una instalación de recarga artificial en la zona oriental del acuífero de “El Carracillo, Segovia”. Preliminary studies for the design of an artificial recharge plant in the Eastern part of “El Carracillo” región, Segovia. *Boletín Geológico y Minero*, 125 (2): 187-202.

Maheshwari B, Dillon P, Bhakar SR, Bhatnagar P, Dave S, Grewal HH, Jadeja Y, Jodha AS, Kookana R, Oza S, Packham R, Patel A, Prathapar S, Purohit RC, Rao PS, Shah T, Singh PK, Thaker B, Varua M, Ward J (2013) Economic, social and environmental benefits of MAR in village scale interventions in rural india—some insights from Gujarat and Rajasthan. 8th International Symposium on managed aquifer recharge (ISMAR8), Beijing, China, 15-19 Oct 2013. <http://www.dina-mar.es/file.axd?file=2013%2F10%2FFinal+program+booklet+09.025.pdf>, 74-75. Último acceso Marzo 2018

Malik RS, Yadav DK, Jhorar BS, Jhorar RK, Streck T (2006) Physical and chemical interactions in an ASR cavity well in a brackish aquifer. IHP-VI, Series on Groundwater No. 13. Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. Proceedings of the 5th International Symposium on Management of Aquifer Recharge ISMAR5, Berlin, Germany, 11–16 June 2005, 121-126

Maliva RG, Missimer TM (2010) Hydrogeology of ASR - Lessons from over 60 Years of global practice. Proceedings of the symposium Achieving Ground Water Supply Sustainability & Reliability through Managed Aquifer Recharge. International Symposium on Managed Aquifer Recharge. ISMAR7. Abu Dhabi, UAE, 9-13 Oct 2009, 117-125

Martin RR, Pitman C, Kaufman C, Swiatnik A, Burgess C (2010) Modelling the regional impacts of multiple MAR schemes on the Northern Adelaide Plains. Proceedings of the symposium Achieving Ground Water Supply Sustainability & Reliability through Managed Aquifer Recharge. International Symposium on Managed Aquifer Recharge. ISMAR7. Abu Dhabi, UAE, 9-13 Oct 2009, 389-397

Martínez J, Benavente J, García-Aróstegui JL, Hidalgo MC, Rey J (2009) Contribution of electrical resistivity tomography to the study of detrital aquifers affected by seawater intrusion-extrusion effects: The river Vélez delta (Vélez-Málaga, southern Spain). *Engineering Geology*, 108 :161–168

Martín-Rosales W, Gisbert J, Pulido-Bosch A, Vallejos A, Fernández-Cortés A (2007) Estimating groundwater recharge induced by engineering systems in a semiarid area (southeastern Spain). *Environ Geol* 52:985–995, <https://doi.org/10.1007/s00254-006-0541-5>.

Masciopinto C, Carrieri C (2002) Assessment of Water Quality After 10 Years of Reclaimed Water Injection: The Nardò Fractured Aquifer (Southern Italy). *Groundwater Monitoring & Remediation*, 22: 88–97, <https://doi.org/10.1111/j.1745-6592.2002.tb00657.x>

Masciopinto C (2006) Simulation of coastal groundwater remediation: the case of Nardò fractured aquifer in Southern Italy. *Environmental Modelling and Software* 21:85–97. DOI: 10.1016/j.envsoft.2004.09.028

Massmann G, Knappe A, Richter D, Pekdeger A (2004) Investigating the influence of Treated Sewage on Groundwater and Surface Water Using Wastewater Indicators in Berlin, Germany. *Acta hydrochim. Hydrobiol.* 32:336-350

Menció A, Mas-Pla J, Vilanova E (2002) Análisis de las posibilidades de la recarga artificial de aguas residuales en el contexto hidrológico de la cuenca del río Onyar (Cuencas internas de Cataluña). *Presente y futuro del agua subterránea en España y la Directiva Marco del agua. Medidas de corrección*, 20-22 nov 2002 Zaragoza. IGME

MIMAM (2000) Libro Blanco del Agua en España. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas. Secretaría de Estado de Aguas y Costas. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid

Morell I, Giménez E, Esteller MV (1987) Ejemplo de utilización de registros verticales de conductividad, temperatura, pH y oxígeno disuelto. Aplicación a los acuíferos de Oropesa-Torreblanca y Moncofar (Castellón). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, XI: 171-182

Morell I, Giménez E, Esteller MV (1988). Comportamiento iónico y procesos fisicoquímicos en acuíferos detríticos costeros de las Planas de Oropesa, Castellón y Gandía. *Hidrogeología* 3: 21-34.

Morell I, Tuñón J, Gascón M, Jiménez JR (1996) Caracterización hidroquímica de flujos preferenciales en un acuífero detrítico. *Contribuciones a la investigación y gestión del agua subterránea*. Morell, I.; Fagundo, J.R. (Eds.). pp: 179-189

Morell I, Hernández F, Romero A, Vega R, Tuñón J, Escalada S, Romero P (1999) Estudio sobre la presencia de metales pesados en el sector meridional del acuífero de la Plana de Castellón. Informe técnico. Grupo de investigación de medio ambiente y recursos naturales. Universitat Jaume I

Morell I, Esteller MV, Bandenay L, Renau A, Quintana V, Renau A (2006) Estudio hidrogeoquímico sobre la presencia de arsénico en los pozos de la Mallà, Nules, Castellón. Grupo de Investigación de Gestión de Recursos Hídricos. Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas. Universitat Jaume I. Castellón. Inédito

Morell et al (2010a) Methodological basis for Water Neutrality Projects. Case study: Colebega Plant (Valencia, Spain). Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas. Universitat Jaume I. Castellón. Inédito

Morell I, Bandenay L, Renau Llorens A, Renau Pruñonosa A (2010b) Recarga artificial de acuíferos con aguas residuales urbanas regeneradas. (Ed) Fundación Dávalos-Fletcher. ISBN: 978-84-693-2077-8

Olsthoorn T, Nienhuis P (2013) Integrating large scale seasonal storage in the amsterdam dune area. 8th International Symposium on Managed Artificial Recharge. 8th International Symposium on managed aquifer recharge (ISMAR8), Beijing, China, 15-19 Oct 2013. <http://www.dinamar.es/file.axd?file=2013%2F10%2FFinal+program+booklet+09.025.pdf>, 107-108. Último acceso Marzo 2018

Ortuño Gobern F, Niñerola Pla JM, Armenter Ferrando JL, Molinero Huguet J (2009) La barrera hidráulica contra la intrusión marina y la recarga artificial en el acuífero del Llobregat (Barcelona, España). Boletín Geológico y Minero de España, 120 (2): 235-250

Ortuño F, Molinero J, Garrido T, Custodio E (2012) Seawater injection barrier recharge with advanced reclaimed water at Llobregat delta aquifer (Spain). Water, Science and Technology. 66-10. 2083-2089. <https://doi.org/10.2166/wst.2012.423>

Patel P, Desai M, Desai J (2011) Geotechnical parameters impact on artificial ground water recharging technique for urban centers. Journal of Water Resource and Protection, 3:275-282 doi:10.4236/jwarp.2011.35035

Parker TK (2007) California's quandary: managed aquifer recharge for increased water supply reliability under a very complex regulatory environment –will it work?. Fox P (Ed.) Management of Aquifer Recharge for Sustainability. Proceedings of the 6th International Symposium on Managed Artificial Recharge of Groundwater, ISMAR6, Phoenix, USA, 28 Oct-2 Nov 2007, ISBN: 0-9788283-9-9, 109-125

Pérez A (1979) El cuaternario continental de la Plana de Castellón. Cuad. de Geol., 24: 39-54. Universidad de Valencia

Pérez-Aparicio A (2007) La gestión de la recarga en la recuperación de acuíferos contaminados por intrusión marina - experiencias en Cataluña (España). Boletín Geológico y Minero, 118, Núm. Especial: 683-694

- PIBE 3.0. <http://www.ciclohidrico.com/portaldch/descargas.do?perfil=5>. Último acceso Julio 2016
- Pipe-Martin C (2006) Protecting an island aquifer by using recycled water as a hydraulic barrier – a case study of Bribie Island. ISMAR 2005 AQUIFER RECHARGE 5th International Symposium 10–16 June 2005, Berlin, 856-861
- Pyne RDG (2006) Recent advances in ASR Technology in the United States. In: Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. Proceedings of the 5th International Symposium on Management of Aquifer Recharge, ISMAR5, Berlin, 11-16 jun 2005, 139-144
- Pyne RDG (2007) Estimating the target storage volume for ASR wells. Fox P (Ed.) Management of Aquifer Recharge for Sustainability. Proceedings of the 6th International Symposium on Managed Artificial Recharge of Groundwater, ISMAR6, ISBN: 0-9788283-9-9, 507-518
- Pyne RDG (2014) The economics of aquifer storage recovery technology. Boletín Geológico y Minero, 125 (2): 219-225
- Renau-Llorens EA (2010) Elementos minoritarios y traza en la masa de agua subterránea 080.021 (Plana de Castelló). Origen y procesos asociados (Minor and trace elements in the groundwater body 080.021 (Plana de Castelló). Origin and associated processes). Tesis doctoral, Universitat Jaume I de Castellón de la Plana
- Rey J, Martínez J, Barberá GG, García-Arostegui JL, García-Pintado J, Martínez-Vicente D (2013) Geophysical characterization of the complex dynamics of groundwater and seawater exchange in a highly stressed aquifer system linked to a coastal lagoon (SE Spain). Environ Earth Sci 70:2271–2282, doi:10.1007/s12665-013-2472-2
- Rinck-Pfeiffer S, Pitman C, Dillon P (2006) Stormwater ASR in practice and ASTR (Aquifer Storage Transfer and Recovery) under investigation in Salisbury, South Australia. Proceedings of the 5th International Symposium on Management of Aquifer Recharge, ISMAR5, Berlin, 11-16 jun 2005, 151-158
- Rinck-Pfeiffer S, Regel R, Hyde K, Dillon P, Page D, Pitman C (2010) Urban stormwater recycled via Aquifer Storage Transfer and Recovery in Adelaide, South Australia. ISMAR 7, 576-582
- Ropero Morón J (2012) Estudio sobre la recarga artificial en el acuífero detrítico costero del Señorío de Marbella. Trabajo fin de máster. Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga. http://www.cehiuma.uma.es/TFM_Sobresaliente2.pdf
- Roselló MV (1963) Notas preliminares a la morfología litoral del norte de Valencia. Saitabi XLII. Valencia

Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP, 1977) Estudio hidrogeológico de la Plana de Castellón. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Madrid.

Shammas MI (2008) The effectiveness of artificial recharge in combating seawater intrusion in Salalah coastal aquifer, Oman. *Environ Geol*, 55:191-204

Sheng Z (2005) An aquifer storage and recovery system with reclaimed wastewater to preserve native groundwater resources in El Paso, Texas. *Journal of Environmental Management*, 75: 367–377, doi:10.1016/j.jenvman.2004.10.007

Stavropoulos X, Voudouris K (2006) Groundwater recharge: results from deep injection tests in Achaia aquifer systems, SW Greece. IHP-VI, Series on Groundwater No. 13. Recharge systems for protecting and enhancing groundwater resources. Proceedings of the 5th International Symposium on Management of Aquifer Recharge ISMAR5, IHP/2006/GW-13:755-760

Stuyfzand PJ, Segers W, van Rooijen N (2007) Behavior of pharmaceuticals and other emerging pollutants in various artificial recharge systems in the Netherlands. Fox P (Ed.) Management of Aquifer Recharge for Sustainability. Proceedings of the 6th International Symposium on Managed Artificial Recharge of Groundwater, ISMAR6, Phoenix, USA, 28 Oct-2 Nov 2007, ISBN: 0-9788283-9-9, 231-245

Stuyfzand PJ (2010) Multitracing of artificially recharged Rhine River water in the coastal dune aquifer system of the Western Netherlands. Proceedings of the symposium Achieving Ground Water Supply Sustainability & Reliability through Managed Aquifer Recharge. International Symposium on Managed Aquifer Recharge. ISMAR7. Abu Dhabi, UAE, 9-13 Oct 2009, 188-195

Vadiati M, Asghari-Moghaddam A, Nakhaei M, Adamowski J (2016) A fuzzy-logic based decision-making approach for identification of groundwater quality indices. *Journal of Environmental Management*, 184:255-270, doi:10.1016/j.jenvman.2016.09.082

Vandenbohede A, Van Houtte E, Lebbe L (2009) Water quality changes in the dunes of the w due to artificial recharge of tertiary treated wastewater. *Applied Geochemistry* 24:370–382, doi:10.1016/j.apgeochem.2008.11.023)

Villanueva Martínez M, Iglesias López A (1984) Pozos y acuíferos. Técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo. ISBN: 84-7474-258-7

Wang W, Zhou Y, Sun X, Wang W (2014) Development of Managed Aquifer Recharge in China. *Boletín Geológico y Minero*. 15 (2): 227-233.

Zakhem BA, Hafez R (2007) Environmental isotope study of seawater intrusion in the coastal aquifer (Syria). *Environ Geol* 51:1329–1339

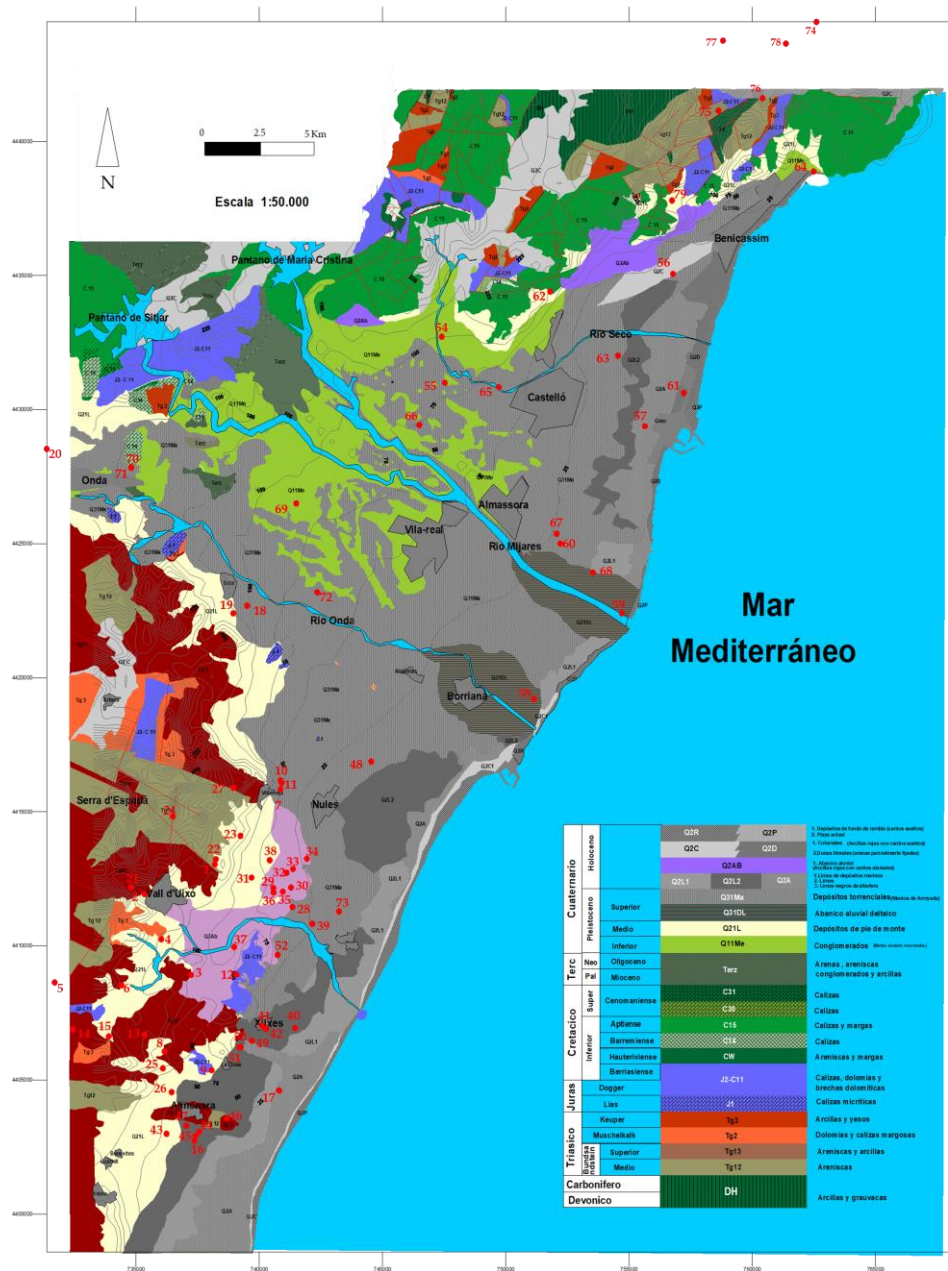
Zuurbier, KG, Kooiman, JW, Groen, MMA, Maas, B, Stuyfzand, PJ (2015) Enabling Successful Aquifer Storage and Recovery of Freshwater Using Horizontal Directional Drilled Wells in Coastal Aquifers. *Journal of Hydrologic Engineering*, 20, 3, B4014003, doi: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000990

Anexo I

MAPA GEOLÓGICO DE LA PLANA DE CASTELLÓN

Anexo I. Mapa geológico de la Plana de Castellón (Mapa original en CD adjunto)

MAPA GEOLÓGICO DE LA PLANA DE CASTELLÓN



Ampliación de la leyenda:

Cuaternario		Holoceno	Q2R		Q2P		1. Depósitos de fondo de rambla (cantos sueltos) 2. Playa actual
			Q2C		Q2D		1. Coluviales (Arcillas rojas con cantos sueltos) 2. Dunas litorales (arenas parcialmente fijadas)
Pleistoceno		Superior	Q2AB				1. Abanico aluvial (Arcillas rojas con cantos aluviales)
			Q2L 1		Q2L 2		1. Limos de depósitos marinos 2. Limos 3. Limos negros de albufera
			Q2A				Depósitos torrenciales (Mantos de Arroyada)
			Q31DL				Abanico aluvial deltaico
		Medio	Q21L				Depósitos de pie de monte
		Inferior	Q11Me				Conglomerados (Mantos aluviales encondrados)
Terc	Neo	Oligoceno	Terz				Arenas , areniscas conglomerados y arcillas
	Pal	Mioceno					
Cretacico	Super	Cenomaniense	C31				Calizas
			C30				Calizas
	Inferior	Aptiense	C15				Calizas y margas
		Barremiense	C14				Calizas
		Hauteriviense	CW				Areniscas y margas
		Berriasiense	J2-C11				Calizas, dolomías y brechas dolomíticas
Juras	Dogger						
	Lias	J1				Calizas micríticas	
Triasico	Keuper	Tg3				Arcillas y yesos	
		Tg2				Dolomías y calizas margosas	
	Muschelkalk						
		Superior	Tg13				Areniscas y arcillas
Bundsa ndstein	Medio	Tg12				Areniscas	
	Carbonifero		DH				
Devonico		Arcillas y grauvacas					

Referencia: Renau-Llorens 2010